CHEMIE DER ERDE

ZEITSCHRIFT FÜR CHEMISCHE MINERALOGIE, PETROGRAPHIE, BODENKUNDE UND GEOCHEMIE

BEGRÜNDET VON PROF. DR. DR. G. LINCK

HERAUSGEGEBEN VON

Dr. FRITZ HEIDE

PROFESSOR MIT LEHRSTUHL DER MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE AN DER UNIVERSITÄT JENA

SIEBENZEHNTER BAND

MIT 123 ABBILDUNGEN IM TEXT UND 22 TAFELN



JENA VEB GUSTAV FISCHER VERLAG 1954/55

SWETS & ZEITLINGER N.V. AMSTERDAM

Inhaltsübersicht

Erstes Hett	
H. Borchert, Kritische Anmerkungen zu zwei neuen Arbeiten über Outokumpu	Seite
K. Hoehne, Zur Ausbildung und Genese der Kohlentensteine im	1
Ruhrkarbon. Mit 3 Abbildungen im Text und Tafel I bis VIII H. Seemann, Beschreibung einer neuen Schwenk-Kamera. Mit 8 Abbildungen im Text	6
H. Jacob. Das Fusitproblem. Mit 29 Abbildungen im Text.	29
Buchbesprechungen:	38
V. M. Goldschmidt †, Geochemistry	57
R. C. Evans, Einführung in die Kristallehemie	58
H. Seifert, E. Nickel u. E. Bruckmann Studion am	00
"Neuen Lager" de Kieslagerstätte von Meggen (Lenne)	58
W. Fischer, Praktische Edelsteinkunde	59
H. v. Philipsborn, Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äußeren Kennzeichen	59
G. T. Prior, Catalogue of Meteorites, 2. Aufl.	61
Karl Mäødefrau, Paläobiologie der Pflanzen, 2. Aufl.	61
Zweites Heft	
K. Hoehne, Zur Genese von Quarzlagen und ähnlichen Bildungen in Kohlenflözen des Ruhrkarbons. Mit 3 Abbildungen im Text und Tafel IX bis XVII	63
V. Potüček und J. Slaba, Einfluß der Korngröße auf das Absorptionsvermögen der tschechoslowakischen Baryte. Mit 7 Ab- bildungen im Text	
F. Hegemann und F. Albrecht, Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. Mit 5 Abbildungen im Text	73
KChr. Taupitz, Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose,	81
	104
Drittes Heft	
Erich Thilo und Rudolf Sauer, Über die Farbe und andere Eigenschaften der Spinell-Mischkristalle des Systems MgO Al ₂ O ₃ —	
MgO. Cr ₂ O ₃ . Mit 3 Abbildungen im Text	165

Jan Kutina, Beitrag zur Methodik der genetischen Untersuchung	176
A sold lifton in der Erzmikroskoble. Mile I Hobitating	110
F. Heide und H. Moenke, Zur Geochemie des Arsens. Mit 2 Abbildungen im Text.	181
Egon Zinecker, Über die bodensystematische Stellung des Blut-	187
Anne marie Schmölzer, Zur Geochemie der Jod-Sole-Quellen.	192
F. Heide, Über bemerkenswerte Borazitvorkommen in den Kalilagern des Südharzbezirkes. Mit Tafel XVIII und XIX	211
F. Heide und H. Lerz, Zur Geochemie des Bleies. Mit 2 Abbildungen im Text	217
Viertes Heft	
Jiři Konta, Dillnit—ein spezifisches Tonmineral. Mit 2 Abbildungen im Text und Tafel XX/XXI	223
A. Schüller und H. Graßmann, Leverrierit aus oberkarbonischen Kristalltonsteinen von St. Etienne, Frankreich. Mit 3 Abbildungen im Text	233
Jan Kutina, Genetische Diskussion der Makrotexturen bei der geochemischen Untersuchung des Adalbert-Hauptganges in Příbram.	
Mit 42 Abbildungen im Text	241
Wilhelm Hartwig, Salzmagnesit von Unterbreizbach (Rhön). Mit 1 Abbildung im Text	324
K. Paděra, Vl. Bouška und J. Pelikán, Rezbanyit aus Dobšiná in der Ostslowakei, ČSR. Mit 7 Abbildungen im Text	329
E. Fischer, Identität von Waltherit und Walpurgin. Mit Taf. XXII	341
Buchbesprechungen:	
Hermann Jung, Grundriß der Mineralogie und Petrographie. 2. Aufl.	346
Petrographie (Gesteinskunde) von W. Bruhns. 4. Aufl	348
H. Tertsch, Die stereographische Projektion in der Kristallkunde	349
Berichtigung	350
Titel und Inhaltsübersicht zu Bd. XVII	

Kritische Anmerkungen zu zwei neuen Arbeiten über Outokumpu

Von H. Borchert, Clausthal

Jürg Disler, Die Kupferkieslagerstätte von Outokumpu, Finnland. 180 S., mit 39 Abbildungen im Text, 9 Diagrammen und 4 Tafeln. Bull. Comm. Géol. Finlande Nr. 161, Helsinki 1953.

Veikko O. Vähätalo, On the Geology of the Outokumpu Ore Deposit in Finland. 98 S., mit 9 Abbildungen und 13 Tabellen im Text, 19 Tafeln und 3 geologischen Karten mit Profilen. Bull. Comm. Géol. Finlande Nr. 164, Helsinki 1953.

Nahezu gleichzeitig und teilweise in Zusammenarbeit des Wegmann-Schülers Disler mit dem Eskola-Schüler und langjährigen Outokumpu-Geologen Vähätalo sind zwei Arbeiten erschienen, deren reicher Inhalt schwer in einem kurzen Referat wiederzugeben ist. Die beiden Monographien ergänzen sich gut, insofern als Disler stärker die Tektonik (auch mit moderner Gefüge-Analyse) untersucht, während Vähätalo besonders sorgfältige erzmikroskopische Studien durchgeführt hat.

Einig sind sich beide Autoren in folgenden Punkten:

- 1. Die schotenförmige Hauptlagerstätte von 3,8 km Länge, 300 bis 350 m Breite und 7—9 m Mächtigkeit daneben gibt es 100 Profilmeter höher noch einen zweiten, wirtschaftlich aber uninteressanten Erzhorizont geringerer Ausdehnung und Mächtigkeit liegt konkordant in einem Quarzit-Serpentin-Komplex der Kareliden, die hier regional vorherrschend aus Glimmerschiefern bestehen und die insgesamt jünger sind als das weiter östlich zutage tretende Gneisgranit-Gebiet von Sotkuma-Vaivio, auf dem stellenweise noch die alten Basalkonglomerate unmittelbar auflagern.
- 2. Nordöstlich streichende Glimmerschiefer und Quarzite sind alpinotyp verfaltet und von NW her in das heutige Gebiet verfrachtet worden, die großzügige Synkline von Viinijärvi und einige Nebenantiklinen bildend. In den Frühstadien der Faltung sind in den Quarzit-Komplex ultrabasische Dunite bis Harzburgite intrudiert, die weiterhin serpentinisiert und intensiv mit den Quarziten verknetet wurden.

3. Der jüngst-karelidische Vorgang war die Intrusion des Maarianvaara-Granites (heute 10 km weiter nordwestlich vielfach entblößt), der zahlreiche Pegmatitgänge meist quer zum Faltenstreichen aussendet, von denen einige auch die Lagerstätte teilweise auch mit Brecciierung des Erzes — durchsetzen. Der Maarianvaara-Granit kann daher nicht der Erzbringer sein. Gleichartig NW streichende Querstörungen, von denen eine 100 m Verwurfshöhe hat, haben auch eindeutig die schon fertige

Lagerstätte betroffen.

4. Während sehr einförmige Glimmerschiefer das Liegende und Hangende bilden, besteht der engere Outokumpu-Komplex zwar hauptsächlich aus Quarziten, neben denen jedoch auch Graphit-Phyllite, Dolomite und Skarne beteiligt sind. Die Konkordanz aller dieser Schichtenglieder wird wesentlich nur in der Nachbarschaft der tektonisch sehr mobilen Serpentine gestört; sonst bilden Diopsid, Tremolit und Dolomit neben Biotit und Anthophyllit Lagen und Bänke wechselnder Mächtigkeit mit stark schwankenden Mengenverhältnissen. Auch die Quarzite selbst enthalten im wechselnd feinen Lagengefüge bereits die gleichen Mineralien neben Serizit. Örtlich ist noch Cordierit stärker be-

5. Während alle diese Gesteine wesentlich als Produkte der Regionalmetamorphose aufgefaßt werden, soll der Chromgehalt durch pneumatolytische oder hydrothermale Lösungen aus den Serpentinen zugeführt sein. Derart sollen sich Chromdiopsid, Chromtremolit, Chromgranat, Chromepidot und Chromit gebildet haben, die im übrigen aber nicht nur in den Skarnen, sondern auch - fein verteilt - in den Quarziten und auch in sehr geringen

Mengen im Erzlager gleichartig auftreten.

6. Die Korngröße der Quarzite schwankt lagen- und bankweise zwischen 0,1-0,4 mm und 1,5-2 mm. Bei gröberem Korn ergibt sich eine hellere Farbe und ein glasiges Aussehen, welches noch dadurch verstärkt wird, daß dieser Typus nur sehr geringfügig mit Erz imprägniert ist. Der Erzgehalt — mit den gleichen Mineralien wie im Hauptlager — ist im übrigen in den glimmerigen Lagen, in den Skarnen, im Cordierit-Anthophyllit-Gestein und in den feinschichtigen Quarziten im unmittelbaren Liegenden des Erzlagers stärker angereichert. Auch im Erzlager liegen die Korngrößen der Quarzkörner bevorzugt bei 0,1 bis 1.5 mm.

7. Für das Hauptlager im nordwestlichen Flügel der Viinijärvi-Mulde werden drei Typen unterschieden, die im wesentlichen von außen nach innen aufeinander folgen:

1. ein schichtförmiger Typus ("disseminated ore type" bei Vähätalo), der meist ziemlich unvermittelt über dem liegenden Quarzit einsetzt; öfter wird aber dieser Quarzit derart allmählich erzreicher, daß die Grenze gegen das eigentliche Erzlager nur an Hand der Analyse durch den praktischen Bergbau gezogen werden kann; 2. Typus mit quarzitischen Einschlüssen, der von Vähätalo als "brecciated ore type" bezeichnet wird und 3. massiger Typus, von Vähätalo als "normal ore type" bezeichnet. Nach Disler soll nun der schichtförmige Erztypus jünger sein als der massige, der in einer einzigen Phase in das Innere der tektonisch geöffneten Quarzitlinse (als Schmelze) eingedrungen sein soll. Erst infolge neuer Überschiebungsvorgänge im Rahmen einer 2. Faltungsphase sollen Imprägnationen und Verdrängungsprozesse die Quarzite und Skarne — den Schichtfugen folgend — vererzt haben. Dann soll der Maarianvaara-Granit emporgestiegen sein, die Pegmatite ausgesandt haben und u. a. für die Talkbildung in den Serpentinen verantwortlich zu machen sein.

Nach Vähätalo muß der schichtartige Imprägnationstyp der ältere sein, da er in Form von Bruchstücken — die übrigens auch Disler beschreibt und im Einzelfall richtig rein tektonisch deutet — im massigen Erz schwimmt.

Einig sind sich wieder beide Autoren, daß das Erz wesentlich als Schmelze "intrudiert" sein soll, wobei ein glaubhaftes Muttergestein in der Umgebung aber nicht nachgewiesen werden kann. Vähätalo glaubt, aus dem durchschnittlichen Verhältnis von Co: Ni = 2:1 im Erz auf ein Stammagma zwischen Diorit und Granit (Granit-näher) schließen zu können. Dabei ist dies Verhältnis im mengenmäßig vorherrschenden "normal ore type" aber 1:1, was nach der angewandten, sehr problematischen Schlußmethode auf ein dioritischen Stammagma schließen lassen würde. Disler führt auf den noch sehr mobilen Charakter des Erzes (sicher mit Unrecht) die Aufbuckelungen und unruhigen Wellungen besonders vom hangenden Teil des Erzlagers zurück; diese Querwellungen entsprechen offenbar aber einer noch alpinotypen jüngeren Beanspruchung in NO-SW-Richtung, die aus den Gefügediagrammen und auch aus dem photographischen Modell der Lagerstätte zu erschließen ist. Vähätalo bestimmt die Bildungstemperatur der Erze als sicher überkritisch mit 4-500° C an Hand von Untersuchungen, an denen auch der Referent stark beteiligt gewesen ist. Diese sind aber falsch ausgewertet. Zinkblende-Sternchen in Kupferkies und Valleriit-Lamellen sind durchaus mit einem syngenetisch-sedimentär enstandenen Erzlager vom Typus Ergani-Meggen-Rammelsberg (Thermenzufuhr marines Milieu) in Einklang zu bringen, wenn ein solches Lager im Rahmen einer Regionalmetamorphose auf etwa 250-300°C erhitzt worden ist und dann bei der Krustenhebung langsam abkühlte. Damit stände auch bestens im Einklang, daß Pyrit - wie schön beschrieben - großenteils in Magnetkies umgewandelt worden ist.

Solche Regionalmetamorphose wird auch durch das Auftreten von Tremolit auf Klüften gekennzeichnet. Nur örtlich kommen Cubanitlamellen im Kupferkies und Säume von Chalcopyrrhotin zwischen Magnetkies und Kupferkies vor; wahrscheinlich ist dies an den Stellen der Fall, die infolge der Pegmatitintrusionen nachträglich

eine Sonderheizung erfahren haben.

Es muß festgestellt werden, daß keiner der - von beiden Autoren festgestellten — Befunde der Deutung widerspricht, daß es sich bei Outokumpu um ein metamorph umgewandeltes Lager vom Typus Ergani-Meggen-Rammelsberg handelt. Das gilt auch für viele sorgfältig beobachtete "Verdrängungen" der Erze untereinander und der Silikate durch Erze. Andererseits sprechen gegen primär-intrakrustale Bildung: a) die Form der Lagerstätte, b) die Verbandsverhältnisse mit den Nebengesteinen, c) die Art der Nebengesteine, d) die tektonische Großsituation, e) die Unwahrscheinlichkeit solcher tektonischer Gegebenheiten, daß sich mitten im Quarzit eine schotenförmige Öffnung für die Intrusion des Erzmaterials bilden könnte, f) die Unwahrscheinlichkeit solcher Verdrängungsprozesse, daß sandig-silikatisches Material in der angenommenen Art durch Lösungen oder gar durch fluide Sulfidschmelzen ersetzt werden könnte.

Wiederum schließt keiner der Befunde die Deutung aus, daß die primäre Erzbildung durch ins Meer mündende Thermen verursacht ist, wobei zunächst die Sulfidgele größere Teilbeweglichkeit und diagenetische Mobilisationsfähigkeit haben, während metamorph der Sulfiderzkörper mechanisch die geringere Teilbeweglichkeit hat. Jüngere Erzmobilisate auf Spalten und Klüften und Erzapophysen ins Liegende schließen also den Typus Ergani-Meggen-Rammelsberg nicht aus. Das gilt weiterhin für die Porphyroblastenbildung von großen Pyritkristallen. Besonders aber geht dies aus den obigen Punkten 1-7 hervor, bei denen sich der Referent peinlichst bemüht hat, nur festge-

stellte Tatsachen der Originalarbeiten anzuführen.

Neben den oben zitierten, charakteristischen Unstimmigkeiten zwischen den beiden Autoren darf aber noch darauf hingewiesen werden, daß es für die angenommene Verdrängung von Quarziten durch eine pneumotektische Sulfidschmelze, die zunächst nach der Art eines Intergranularfilmes sich von den Quarzkorngrenzen aus weiter gefressen haben soll (Vähätalo) oder andererseits für eine fluide Schmelze, die in einem tektonischen Akt mitten in einen Quarzitkörper hineingepreßt sein soll (Disler), kein glaubhaftes Beispiel in der Welt gibt. Die Kristallisationskraft des Pyrits veranlaßt auch sicher nicht die undulöse Auslöschung der Quarze (Disler). Übrigens fehlen auch jegliche sonstigen Kennzeichen für überkritische oder hydrothermale Lösungen, die mit einer epigenetischen Vererzung zusammenhängen könnten und sollten. Was sich an Chlorit, Talk, Serpentin und Serizit in Erznähe findet, unterscheidet sich offenbar nicht von den sonst regional festzustellenden Befunden in Art und Menge. Carbonat-Adern und umgelagerte Erze folgen meist nur jüngsten Klüften.

Zum Schluß möge betont werden: Die obige Kritik und die Stellungnahme mit einer gänzlich abweichenden Deutung der genetischen Verhältnisse war nur in dieser Schärfe möglich, weil beide Autoren höchst sorgfältige Aufnahmen des Bestandes durchgeführt haben mit zahlreichen schönen Karten, Profilen, Skizzen, Analysen und auch ausgezeichneten Mikrophotos. Trotz oder gerade wegen der kritischen Anmerkungen darf und muß das gründliche Studium beider Originalarbeiten dringlich empfohlen werden.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. Borchert, Clausthal-Zellerfeld, Altenauer Straße 8 A.

Zur Ausbildung und Genese der Kohlentonsteine im Ruhrkarbon

Von K. Hoehne, Völklingen (Saar)

Mit 3 Abbildungen im Text und Tafel I bis VIII

In einer früheren Arbeit (Hoehne, 1951/52) ist über die Auffindung neuer Tonsteinlagen im rheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet berichtet und zur Frage ihrer Genese Stellung genommen worden. Inzwischen haben neuere Untersuchungen im klassischen Tonsteingebiet des saar-lothringischen Karbons grundlegende entstehungsgeschichtliche Anschauungen vermittelt (Schüller, Guthörl, Hoehne, 1953). Ferner haben nun auch weitere mineralogisch-petrographische Studien gezeigt, daß unter den Tonsteinen des Ruhrkarbons nicht nur die hier weit vorherrschenden Typen der Graupen- und Kristalltonsteine vertreten sind, sondern auch Kohlentonsteine des kristallarmen, dichten Typus nach Schüller. Während nun die Graupen- und Kristalltonsteine als chemisch sedimentäre Bildungen unter Mitwirkung biochemischer Einflüsse (Hoehne, 1948, Schüller, 1950, M. u. R. Teichmüller, 1952) aufzufassen sind, stellen die kristallarmen, dichten Tonsteine bereits erste Anfänge von Bindegliedern dar, die zu tonsteinähnlichen Detritussedimenten überleiten. In dieser Hinsicht hat Schüller (1950) in der Tonsteinnomenklatur klare Begriffe geschaffen. In diesem Zusammenhang scheint sich auch die Frage des Phosphatgehalts vieler Ruhrtonsteine, der hierin zum ersten Male (Hoehne, 1951, 1951/52) in Gehalten bis zu 23% Kalziumphosphat beobachtet werden konnte, auf Grund neuerer, noch nicht abgeschlossener Studien immer mehr als durch Einschlüsse von Apatitmineralien und Aluminiumphosphaten (Evansit! vgl. S. 15) bedingt zu klären wie die Ergebnisse der Dünnschliffuntersuchungen von Schüller unterstützt durch Röntgenresultate erkennen lassen. Hierüber mögen die in letzter Zeit gewonnenen Untersuchungsergebnisse einen Überblick vermitteln.

Chemische Untersuchungen

Über den Stoffbestand der untersuchten Tonsteine des Ruhrkarbons ist anderorts (Hoehne, 1951/52) ausführlich berichtet worden. In nachfolgender Zahlentafel 1 seien ergänzungsweise einige quantitativ chemische Analysen von Tonsteinen der Erda-Hagen-Gruppe (kristall-

armer, dichter Typ) gebracht. Wie bereits in der letztgenannten Arbeit festgestellt wurde, ist bei den Ruhrtonsteinen in den meisten Fällen das Molekularverhältnis der Kaolinformel SiO2: Al2O3 = 2 sehr zugunsten des Tonerdegehalts verschoben und liegt im Durchschnitt bei 1,78. Da die Tonsteine außerdem oft noch freien Quarz enthalten, muß die Grundsubstanz noch tonerdereicher sein. Es besteht daher die Wahrscheinlichkeit, daß außer Kaolinmineralen in den Ruhrtonsteinen noch tonerdereichere Minerale wie Böhmit (AlOOH γ), Diaspor (AlOOH α), Hydrargillit (Al[OH]₉) u. a. vertreten sind. Vielleicht können hier Untersuchungen mittels thermischen Abbaus (Schwiersch, 1933) verschieden ausgewählter Tonsteinpartien in Verbindung mit röntgenographischen Analysen weitere Klärung bringen. Dies gilt in erster Linie für die tonerdereichen Graupen- und Kristalltonsteine des Ruhrkarbons. Wie Zahlentafel 1 dagegen erkennen läßt, ist bei den kristallarmen, dichten Tonsteinen der Erda-Hagen-Gruppe das Molekularverhältnis SiO₂: Al₂O₃ vielmehr zugunsten des Kieselsäuregehaltes verschoben. So zeigt der Erdatonstein bereits nahezu die theoretischen Werte der Kaolinformel, weshalb er ja auch schon längere Zeit praktische Verwertung als sehr geschätztes Rohmaterial für die feuerfeste Industrie findet und zusammen mit der Kohle des Flözes abgebaut wird. Die Kieselsäuregehalte der Hagenflöze sind dagegen im allgemeinen merklich höher, so daß hier das genannte Molverhältnis bei Werten von 2,1-2,3 und mehr liegt. So

Zahlentafel 1 Quantitativ chemische Analysen der Erda-Hagen-Tonsteine

		u e	FEIGE	- Hage		
Ton- stein		z Erda Leopold"		Hagen 1 Leopold"	Flöz Hagen 2 "Fürst Leopold"	Flöz Hagen 2 "Schlägel & Eisen 1/2"
SiO ₂ .	44,21	43,23	46,81	46,42	48,66	44,91
Al,O,	37,62	36,79	34,93	35,94	35,25	36,82
TiO.	0,14		0,12	0,17	Sp.	0,12
P_2O_5 .	0,09	0,09	0,28	0,30	0,10	0,18
Fe ₂ O ₈ .	1,10	1,24	1,31	1,37	2,22	2,01
CaO .	0,51	0,50	0,61	0,60	Sp.	0,62
MgO .	_		Sp.	Sp.	0,31	_
Na,O.	0,38	V	0,67	v	0,50	0,43
K ₂ O .	0,54		1,88	v	1,70	0,85
S	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
C	0,58		0,48	14,20	11,20	0,73
H ₂ O .	14,42	17,50	12,62	14,20	11,20	13,27
Summe:	99,64	99,56	99,75	99,04	99,98	99,99
Molquoti	$ \begin{bmatrix} ent: \\ O_2: Al_2O \end{bmatrix} $), =				
2.4	1 00		2.275	5 2.207	2,334	2,071

Flöz	Y
Für	st Leopold
SiO ₂	49,02
Al ₂ O ₈	31,81
TiO ₂	0,35
P_2O_5	0,34
$\mathrm{Fe_2O_3}$	0,85
FeO	0,63
CaO	0,70
MgO	1,12
K_2O	0,58
Na ₂ O	0,45
Fe	0,30
S	0,34
Glühverlust	13,01
CO_2	_
Summe	99,50
Molquotient:	
$SiO_2:Al_2O_3$	2,686

mit deutet der Stoffbestand dieser interessanten und bereits in Lagen von 100—220 mm Mächtigkeit erscheinenden Tonsteintypen auf etwas abweichende Bildungsbedingungen im Vergleich zu den weit weniger mächtigen Graupen- und Kristalltonsteinen.

Im Verlauf der Dünnschliff-Untersuchungen bereitete die genaue Identifizierung der Phosphorträger in den Kohlentonsteinen längere Zeit größere Schwierigkeiten. Die in Frage kommenden Mineraleinschlüsse erwiesen sich stets optisch einachsig negativ mit verschiedener Längsrichtung, doch gestaltete sich die Herstellung von Achsenbildern zunächst recht schwierig. Es wurde daher wie folgt vorgegangen:

Eine größere Menge des Tonsteins aus Flöz Karl-Unterbank der Zeche Friedrich Joachim, Essen-Kray, wurde durch Reiben im Achat-

mörser auf eine Körnung unter 0,1 mm gebracht, in Anteilen von je 2-3 g in Bromoform (D=2,89) aufgeschwemmt und etwa 10 Min. lang zentrifugiert. Der Sinkanteil wurde hierauf getrocknet und analysiert. Bei der quantitativ chemischen Analyse wurden folgende Werte erhalten:

			%				0/0
SiO_2			5,60	MgO			Spur
Al_2O_3			6,11	S.			0,06
TiO_{2}	٠	٠	0,19	С.			3,21
P_2O_5			33,42	CO_2		٠	0,41
Fe_2O_8			0,30	$H_{2}O$	D		2,22
FeO			0,91	F .			3,21
CaO.	٠	٠	43,80	Cl.	٠		Spur
			Summe	99,44%			

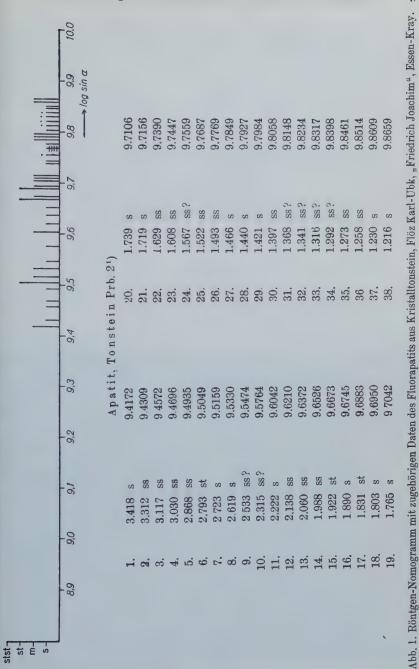
Bei der spektroskopischen Untersuchung wurden außerdem noch kleine Mengen Sr, Ba, Mn nachgewiesen.

Der P_2O_5 -Gehalt des genannten Tonsteins betrug im Durchschnitt 3.4%.

Sieht man von den geringen Mengen an SiO₂, Al₂O₃,

C u. ä. ab, die sich durch mechanische Beimengung von Kohle und Ton erklären lassen, so steht der ermittelte Stoffbestand in guter Übereinstimmung mit der stöchiometrischen Zusammensetzung von Fluorapatit ($\text{Ca}_5\text{F}[\text{PO}_4]_3$), der ein spez. Gewicht von 3,16—3,22 besitzt.

Die röntgenographische Untersuchung einer gleichzeitig an Prof. A. Schüller, Berlin gesandten Probe ergab nach dessen freundlicher Mitteilung ebenfalls einwandfrei Fluorapatit, wie aus beifolgenden röntgenographischen Daten hervorgeht (Abb. 1). Herr Prof. Schüller teilte mir in diesem Zusammenhang ferner mit, daß auch die Lichtbrechung eindeutig für Fluorapatit spreche und



1) Flöz Karl-Ubk., "Joachim", Essen-Kray.

daß es sich bei diesem Vorkommen um sehr merkwürdige zweckenförmige Kriställehen handele. Somit ist Fluorapatit erstmalig im Ruhrkarbon nachgewiesen. Abb. 2 stellt die

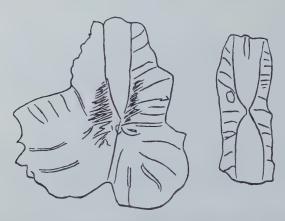


Abb. 2. Skizze eigenartig geformter Aggregate von Fluorapatit, fasrig struiert mit Einlagerung feinster Muskovitblättehen. Kristalltonstein Flöz Karl-Ubk, "Unser Fritz", Wanne. Dünnschliff; V = etwa 200.



Abb. 3. Gestauchter Kaolinitkristall mit lamellar eingelagertem Leverrierit (grau) und Pyrit (weiß) neben Kaolinitkristallknäueln und Quarzsplittern (grau, hohes Relief; Mitte, links). Kristallarmer, dichter Tonstein, Gastlammkohlenflöz Y, Zeche Fürst Leopold, Hervest-Dorsten. Anschliff; v = 170.

roh skizzierte Wiedergabe zweier charakteristisch geformter Fluorapatiteinschlüsse im Kristalltonstein von Flöz Karl-Ubk., "Unser Fritz", Wanne dar. In den fasrig struierten, knollig-lappigen Apatitaggregaten befinden sich in mehr oder weniger konzentrisch gerichteter Lagerung dünne Blättchen von Muskovit eingewachsen. Der rechte Einschluß zeigt ein Apatitaggregat mit merkwürdigem sanduhrförmigen Innenbau, etwas zonarer Auslöschung und gefaserten Rändern in der äußeren Zone (s. Dünnschliffuntersuchungen S. 13). Noch vor wenigen Jahren berichtete S t a c h (1949), daß in den Ruhrtonsteinen Apatit noch nicht festgestellt wurde, während etwa zur selben Zeit bereits sehr oft merkliche Mengen von P_2O_5 mitunter bis zu 10% und mehr neben entsprechenden Gehalten an CaO in den Ruhrtonsteinen (H o e h n e, 1951) sein Vorhandensein andeuteten. Apatit ist hier rein chemisch-sedimentär gebildet und hat mit Vulkanismus nichts zu tun.

Zum besseren Verständnis der nachfolgenden Ausführungen und gleichzeitig zur Ergänzung der anfangs erwähnten Arbeit seien nunmehr die im Laufe der Jahre mir von Prof. A. Schüller, Berlin, freundlicherweise zur Verfügung gestellten Dünnschliffbefunde verschiedener, von mir zusammengetragener charakteristischer Ruhrtonsteine vorausgeschickt.

Dünnschliffbefund verschiedener Ruhrtonsteine

1) Graupentonsteine

Nr. 1: Sehr heller Graupentonstein, Flöz Zollverein 2, "Unser Fritz", Wanne,

mit winzigen, bräunlich gefärbten, aber auch farblosen, nahezu optisch isotropen Kaolinitgraupen, Im Liegenden stark durchsetzt von Serizitspreu. Wahrscheinlich waren einzelne Leverrieritkristalle vorhanden, die zum Teil von Siderit verdrängt werden, was übrigens sehr charakteristisch wäre, da der Leverrierit nach unserem Dafürhalten zu den quellfähigen Tonmineralen gehört. Bei starken Vergrößerungen erkennt man, daß die Leverrieritkriställehen aufgelöst und fein gekörnt werden. Offenbar erfolgt eine beginnende Adsorption von Kalzit. Die Kristalle werden nicht nur körnig, sondern zerfasern am Rand und werden in feine Täfelchen zerlegt. Man erkennt das erst bei polarisiertem Licht; bei gewöhnlichem Licht verschwimmen sie in der bräunlich-körnigen Kaolinitgrundmasse. Die Grundmasse von Kaolinit ist optisch nahezu isotrop. Einzelne säulige Kriställchen mit Endflächen und Spaltbarkeit nach der Basis haben Lichtbrechung und Doppelbrechung wie die strahligen Aderfüllungen von Apatit (vgl. S. 13). Zwischen den feinen Graupen befindet sich auch ein fast ringförmig gerollter ehemaliger Leverrieritkristall, in dessen Lamellen wahrscheinlich neuerlich Chlorit eingelagert wird, wie man nach Licht- und Doppelbrechung vermuten kann. Übrigens ist auch bei diesem gerollten Exemplar die typische Spaltung senkrecht zur Basis zu sehen.

Nr. 1 a: wie Nr. 1:

mit einem richtigen, schönen, großen Leverrieritkristall, der einen schwachen Pleochroismus zeigt und höhere Lichtbrechung hat. Die Grundmasse ist wieder optisch isotrop und gefüllt von gezähnten Sideritrhomboederchen. Der Siderit dringt auch in die darunterliegende Kohle ein und bildet dort größere Kriställchen bis zu

 $100~\mu$. Ein sehr eigentümliches Bild. Die Auflösung des Leverrierit ist deutlich. Außerdem finden sich Nester und Graupen, die farblos sind und etwas größere Kaolinitkriställchen enthalten. Säulchen und Splitter von apatitähnlichen Mineralen. In diesen hellen Graupen scheint sich in der Kohle neben Kaolinit auch ein strahliges chloritähnliches Mineral zu entwickeln mit sphärolithischem Bau. Es entstehen im polarisierten Licht ganz eigentümliche Schnüre von Auslöschungsgrenzen nebeneinander ähnlich wie bei Kluftantigorit.

Nr. 2: Graupentonstein, Flöz Zollverein 3, "Unser Fritz", Wanne.

Sehr schlecht klassierte Tongraupen von 20 μ bis zu mehreren Millimetern Größe. Fast optisch isotrop und bei starker Vergrößerung sehr feinschuppig nach Art gewisser Montmorillonittexturen. Dazwischen liegen offenbar opake Erzfünkehen zu Aggregaten gehäuft in vielleicht winzigen Pyritkriställchen (Anschliffbefund; Pyrit). Der Tonstein ist senkrecht zur Schichtung aufgerissen und von einer Kohlenader erfüllt. Vereinzelt und kaum erkennbar durch Adsorption dunkel gefärbte Leverrieritkristall-Bruchstücke.

Nr. 3: Graupentonstein, Flöz Zollverein 6, "Unser Fritz", Wanne,

aus bräunlich gefärbten Kaolinitgraupen. Ganz vereinzelt finden sich auch tafelige Kaolinitkriställchen, stark abgerundet, in der optisch nahezu isotropen Grundmasse der Graupen. Die Graupen sind sehr klein, durchschnittlich etwa $20-100\,\mu$. Die Schichtung wird aufgelockert durch ein weißes, durchsichtiges Mineral hoher Lichtbrechung: Apatit. Die einzelnen Kriställchen sind wie bei Stengelquarzen senkrecht auf den Grenzflächen der Adern gewachsen, die mehr oder weniger gut in der Schichtung liegen. Im Hangenden und Liegenden rotbraune durchscheinende, sporenreiche Kohle.

Nr. 3a: wie Nr. 3:

mit sehr großen und durch Humus gefärbten Kaolinitgraupen. Polarisationsfarbe oft gelblich. Dazwischen fast ganz zerschlagen von Schichten paralleler Adern, die senkrecht zur Schichtfläche mit stengligem Apatit gefüllt sind. Von den Schichtflächen aus ist die auf- und untergelagerte Kohle aufgeplatzt, so daß Keile des Apatits teilweise in größeren Einzelkristallen in die Kohle hineinwachsen. Zum Röntgen schlecht geeignet, da zu stark zertrümmert und verunreinigt.

Nr. 3b: wie Nr. 3:

U. d. M. Graupentonstein aus kleinen, meist flachgedrückten oder auch spindeligen Kaolinitgraupen. Die Kaolingraupen haben gewöhnlich einen Durchmesser von $100-200~\mu$ und sind durch eine schwarze, kohlige Haut vielfach voneinander abgegrenzt. Ihre Innenstruktur ist änßerst feinkörnelig. Parallel der Schichtung tritt das farblose, grau polarisierende stengelige Mineral auf: A patit. Dieses hochlichtbrechende Mineral setzt auch in zahlreichen Dehnungsklüften quer zur Schichtung durch die Kohlenlage und bildet ein zusammenhängendes Netzwerk. In den Kaolingraupen sieht man bei sehr starker Vergrößerung zum Teil auch einzelne winzige Kaolinitwürmer, die aus der feinkörnigen, optisch nahezu isotropen Substanz herauswachsen. Dieses Apatitmaterial greift in die dickeren opaken Kohlenbänder oft nach Art eines Wurzelgeflechtes ein und setzt an den eingelagerten Tonsteinbändern scharf ab.

Nr. 4: Graubrauner Graupentonstein, Flöz Zollverein 8, "Hoesch-Neuessen", Altenessen.

Die Kaolingraupen sind durchschnittlich $200\,\mu$ groß und bestehen aus nahezu isotropem, sehr feinem, grießeligem Kaolinit. Dazwischen eingelagert sind einzelne, meist etwas hellere, wurmförmig gekrümmte, stark geknäuelte und zerdrückte Kaolinitkristalle, die wahrscheinlich zum Teil aus Leverrierit umgewandelt sind. Einzelne Leverrieritkristalle sind durch Adsorption stark dunkelbraun gefärbt und fast opak.

Sie besitzen aber sehr scharfe gut hexagonale Querschnitte und zeigen gelegentlich die hohe Doppelbrechung von Leverrierit. Die Tongraupen sind also sehr schlecht klassiert und auch die Kaolinitwürmer sind von sehr verschiedener Größe, in ihrer Form aber im Wesentlichen unversehrt. Die Grundmasse ist durch Humussubstanzen stark dunkelbraun gefärbt und besteht entweder aus Humuskohle oder Kaolinit. Die einzelnen Graupen sind durch dunkelbraunen Humus meist voneinander getrennt. Eingelagerte Kohle ist erfüllt von schichtenparallel gewundenen Lagen mit stengeligem Apatit.

2) Kristalltonsteine

Nr. 5: Kristalltonstein, Flöz Karl-Unterbank, "Joachim", Essen-Kray-Nord,

mit tafeligen und säuligen Kaolinitkristallen, die gekrümmt und gebogen abgeschieden sind. Je größer die Kristalle, desto größer sind auch die mit ihnen vermengten Quarzsplitter. Die Quarzsplitter haben Durchmesser von 20-80 μ und sind bis zu $300\,\mu$ lang. Die Kaolinitkristalle werden allmählich feiner nach unten und nehmen rundliche Formen an, die zwischen 40 und 100 µ groß sind. Der Kaolinit ist bräunlich gefärbt. Außerdem finden sich farblose Kriställchen der gleichen Form und Größe, die auf Grund ihrer anomalen Doppelbrechung offenbar Chloritminerale sind. Andere farblose Kügelchen und unregelmäßig geformte Klümpchen bestehen wahrscheinlich aus feinem Kaolinit. Unter den feinen Kaolinitkristallen trifft man auch winzige Quarzsplitter (Keile und Dreiecke) etwa der gleichen Größenordnung Unabhängig vom Material besteht also eine gute Sonderung nach Korngrößen. Aus den zerstoßenen Formen des Kaolinits, der gewöhnlich abgerundet ist, und dessen einzelne Körner meist durch eine schwarzbraune Haut von Humuskolloiden isoliert sind, kann man schließen, daß eine Umlagerung der Kaolinitkristalle stattgefunden hat. In den Humussubstanzen befindet sich wieder dieses hochlichtbrechende und schwach doppelbrechende Mineral: Apatit. Ganz vereinzelt bemerkt man auch größere Kaolinitgraupen, die optisch fast isotrop sind. Unter dem Kaolintonstein ist eine Schicht mit langen Linsen und Klümpchen von wahrscheinlich serizitischen Tonmineralen entwickelt. Die Doppelbrechung scheint höher zu sein als bei den Kaolinitkristallen.

Nr. 6: Sehr schöner Kaolinitkristalltonstein, Flöz Karl-Ubk. "Unser Fritz", Wanne.

Die Kaolinitkristalle sind alle braun gefärbt und schwach pleochroitisch; vielfach sind sie abgerundet linsig, manchmal auch noch säulig, ganz selten auch wurmförmig und liegen isoliert in einer undurchsichtigen Humuskolloidmasse eingebettet. Dazwischen finden sich helle Körnchen, die wahrscheinlich zum Apatit gehören. Man glaubt gelegentlich 4-eckige säulige Schwereminerale zu sehen. Ganz selten ein farbloses, verbogenes Glimmerschüppchen, vielleicht auch einmal ein Quarzkeilchen, lagenweise häufiger Apatit, hier in großen Kristallen entwickelt, deren Längsrichtung negativ oder positiv ist. Gelegentlich glaubt man eine sehr scharfe Spaltsparkeit zu sehen; manchmal herrscht auch in der Stengelrichtung nahezu optische Isotropie. Die Ader, die größte die bisher beobachet wurde, ist im Durchschnitt fast 400 μ breit. Die einzelnen Stengel haben Durchmesser von über 100 μ. Manchmal ist auch an den Rändern dieser Stengelkristalle, also auf der Aderwand, ein höher doppelbrechendes Mineral faserig eingelagert. In der Humuskohle finden sich von diesem Mineral einzelne Stengel mit gerader Auslöschung. Längsrichtung positiv. Manchmal haben sie auch einen merkwürdigen uhrglasförmigen Innenbau mit etwas zonarer Auslöschung und gefaserten Rändern in der äußeren Zone (Abb. 2) Dabei ist die äußere faserige Zone manchmal verbogen. Aus dieser Textur erkennt man, daß die Kristalle an Ort und Stelle gewachsen sind mit etwas veränderten optischen Richtungen oder vielleicht auch etwas veränderter chemischer Zusammensetzung. Es handelt sich also offenbar um Neubildungen während der Diagenese. Die liegenden Partien bestehen aus einem sehr dichten, optisch fast nicht mehr auflösbarem Tonmineral mit einzelnen unregelmäßig eingelagerten Schüppchen von Leverrierit meist winziger Korngröße.

Nr. 7: Kaolinitkristalltonstein, Flöz Karl-Ubk. "Consolidation 2/7", Gelsenkirchen,

mit vereinzelten gestauchten und zerrissenen Würmern, meist aber tafeligen oder säuligen Kristallen mit abgestoßenen Formen und Enden, so daß die Textur eher einem Sandstein gleicht als einem Tonstein. Die Kaolinitkristalle haben sehr gute Spaltbarkeit nach der Basis. Parallel der Spaltung ist gelegentlich auch Karbonat eingelagert. Karbonate finden sich auch in der Grundmasse. Weiterhin beobachtet man Quarzsplitter: Keile und Körner neben größeren Karbonatrhomboedern. Als Grundmasse zwischen den Kristallen tritt gelegentlich feinkristalliger Kaolinit auf. Das Gestein ist also schwach umgelagert.

Nr. 8; Kristalltonstein, Flöz Kolibri, "Heinrich Robert" Hamm.

mit etwa 40 μ dicken Täfelchen von oft pleochroitischem Leverrierit. Der Leverrierit wandelt sich offensichtlich in Glimmer biotitischer oder muskovitischer Natur um. Die Täfelchen sind alle der Schichtung gut parallel eingelagert, zerfetzt, oft in Humuskolloide eingebettet. Vielleicht auch einzelne Muskovitplättchen, einzelne kleinere Kaolinitkriställchen in Leverrieritlamellen, auch selten größere Kaolinitbruchstücke. Die Kohle selbst enthält feine helle Pünktchen mit einem Balkenkreuz. Offenbar handelt es sich um sphärolithisch gewachsene Neubildungen. Apatit dringt senkrecht in die Kohlenschichtung ein; zum Teil sind diese Adern auch verbogen. Oben liegt ein Holz (Fusit), dessen Zell-Lumen mit einem farblosen Mineral gefüllt sind, warzig-amöboid verzahnt, so daß ein merkwürdiges Mosaik im polarisierten Licht erscheint. Man trifft solche Verzahnung eigentlich nur bei chloritischen Mineralen. Einmal ist auf diese Wand ein richtiger, schöner, kugeliger Sphärolith aufgewachsen, wie man an dem senkrechten Balkenkreuz sieht. In der Tat glaubt man, manchmal anomale Polarisationsfarben wie bei chloritischen oder Serpentin-Mineralen zu sehen. (Im Anschliff wurde ein Zirkonkristall mit radioaktiven Kontakthof der angrenzenden Kohle beobachtet).

Nr. 9: Humuskristallgraupentonstein, Flöz Dickebank, "Heinrich Robert", Hamm,

mit sehr unregelmäßig und locker eingelagerten Kristallgraupen und Linsen von Kaolinitkristallen. Die Kaolinitkristalle sind gut wurmförmig gewachsen oder entwickelt gewesen und sind bei der Diagenese zusammengepreßt und ineinandergequetscht. Eine Umlagerung kann hierbei nicht erfoigt sein, da die Kaolinitwürmer immer noch zusammenhängende Formen bilden. In der Humuskohle sieht man dann auch einzelne wohlerhaltene Kaolinitwürmer neben Kaolinittäfelchen. Winzige Schüppchen von Hydrobiotit oder Leverrierit fast kaum erkennbar. Der helle Apatit scheint auch in winzigen Körnchen vorzukommen. Ganz vereinzelt eine gebogene, aber zerstoßene Leverrierittafel. In manchen Schichten sind die Leverrieritkriställchen durch Karbonate imprägniert oder auch durch Humussubstanzen. Manche Kaolinitgraupen sind fast optisch isotrop und erreichen bis zu Millimeter Größen. Gelegentlich scheinen auch Kaolinitwürmer mit Chloriteinlagerungen oder mit Leverrieritlamellen vorzukommen.

Nr. 10: Sehr schöner Kristalltonstein, Flöz Dickebank, "Radbod", Hamm,

mit großen Kaolinitkristallen und gewundenen Kaolinitwürmern, die alle etwas breitgedrückt sind. Bei diesen wurmförmig gewundenen Kristallen, die in einer fast isotropen Humuskohle eingelagert sind, ist eine Umschwemmung ausgeschlossen. Die Kaolinitwürmer sind gewöhnlich bräunlich gefärbt; manche sind aber auch

sehr hell und zeigen eine sehr gute Spaltbarkeit senkreht zur Basis. Sie sehen tatsächlich manchmal aus wie Schmetterlingsraupen. Auch die größeren Tonballen bestehen aus Kaolinitwürmern. Dazwischen finden sich hellere mit etwas anomalen Polarisationsfarben und sehr stark doppelbrechenden Leverrierit- und Muskovitlamellen. Man sieht bei den großen Kaolinitwürmern, die über 1 mm lang sind, wie so ein einzelner Wurm plastisch zusammengedrückt und wie dabei gemäß der Spaltbarkeit einzelne Teile herausgequetscht werden. Das Material ist also zweifellos autochthon.

3) Kristallarme, dichte Tonsteine

Nr. 11: Brauner, muschelig brechender Tonstein, randlich mit Kohle, Flöz Erda, "Fürst Leopold", Hervest-Dorsten.

Etwas völlig Neues. Der Tonstein besteht aus einer schwach polarisierenden amorphen, farblosen Masse, in die gelegentlich Fremdsubstanzen und Pflanzenfasern eingelagert sind (vgl. M. u. R. Teichmüller, 1952). Bei + Nicols hat man Farb- und Anisotropieeffekte wie bei vitritischer Kohle im Anschliff. Spannungsdoppelbrechung um Fremdeinlagerung erzeugt helle Höfe. Eingelagert in diese ungewöhnlich gleichartige, homophane, amorphe Grundmasse sind Kaolinitwürmer mit nahezu gleicher Lichtbrechung, die aber, weil sie mit braunen humosen Substanzen gefüllt sind, sich deutlich abheben. Größere Kristallblätter solcher Kaolinittäfelchen zeigen eine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach der Basis, aber auch die gute Spaltbarkeit in der Längsrichtung wie der Leverrierit. Manchmal sind sie fast farblos ausgebleicht und enthalten noch dunkle, einzeln verschobene lamellare Einlagerungen. Auch findet man Kriställchen, die tafelig sind, mit pilzförmig aufgequollenen Rändern. Möglicherweise handelt es sich um ausgelaugte Glimmer wie sie aus Dobrilugk (Schüller, 1950) beschrieben sind, vielleicht auch um ausgelaugte Leverrierite. Jedenfalls sieht man diesen Kristalleinlagerungen an, daß sie im Abbau begriffen sind. Manchmal liegen auch zerlöcherte und zerfetzte Überreste von solchen Kaolinitkristallen noch vor. Die Kaolinitwürmer zeigen bisweilen infolge ihrer Einlagerung einen deutlichen Pleochroismus nach bräunlich und farblos. Bei + Nic. erkennt man, daß manche dieser hellen Kaolinitkristalle gewundene und geknäuelte Würmer sind. Außerdem sind eingelagert winzige Splitter und Keile von Quarz. Die Quarzsplitter haben gewöhnlich Durchmesser von 20 μ und Längen bis zu 40 µ. Vereinzelt sind aber auch größere unregelmäßig-kantige Quarzkörnchen vorhanden. Diese scharfkantige Form der Quarzsplitter ist ganz eigentümlich. Es handelt sich offensichtlich nicht um den in Schiefertonen verbreiteten Quarzstaub, also nicht um Detritusmaterial, sondern wie Hoehne (1948, 1953) und Teichmüller (1950) gedeutet haben, um Splitter aus Kieselgelen. In den pilzförmig aufgetrieselten Kaolinittäfelchen findet man noch schwarze Seelen, wahrscheinlich die ehemaligen Eisen- und Titangehalte der kaolinisierten Glimmer. Das ist bei den offenbar neugebildeten, aber auch hier wieder abgestoßenen und in Lösung befindlichen Kaolinitwürmern nicht der Fall. Manchmal setzen sich die Lagen von zerstoßenen und abgeschlissenen Kaolinitwürmern, die meist bräunlich gefärbt sind, fort in Lagen, in denen auch Quarzsplitter gehäuft sind. Wahrscheinlich ist also hier ein Quarz-Kaolinit-Kristallat in die amorphe kolloidale Grundmasse eingeschwemmt worden. Es ist bemerkenswert, daß die Kaolinitwürmer, die noch knäulig sind, in der amorphen Grundmasse völlig farblos erscheinen Offenbar sind diese Knäuel an Ort und Stelle gewachsen. Die eingelagerten Kaolinitwürmer enthalten in feinster Verteilung körnelige Substanzen mit höherer Lichtbrechung als der Kaolinit. Es ist offenbar von Kaolinit adsorbiertes Material oder es sind Überreste von Leverrierit. Bei stärksten Vergrößerungen sieht man auch in dem wurmförmigen Kaolinit noch richtige echte Lamellen von Leverrierit, während sich in dem in Auflösung befindlichen Leverrierit auch diese Lamellen in Staub und Punktreihen aufgelöst haben. Außerdem sieht man dreieckige und kantige Splitter,

wieder mit der gleichen Lichtbrechung wie der Kaolinit und die Kaolinitwürmer, ebenfalls farblos, die aus einem amöboid verzahnten mikrogranoblastischen Körneraggregat bestehen. Diese Splitter haben eine etwas höhere Lichtbrechung, ebenso wie die wurmförmigen Kristalle in der bräunlich gefärbten, amorphen Kaolingrundmasse. Es sind Pseudomorphosen nach Feldspat, wie bei dem Studium der Saartonsteine erkannt werden konnte. Gelegentlich findet man auch abgeschlissene Spaltblättehen mit zonarem Bau, die wesentlich niedrigere Lichtbrechung haben als die Kaolingrundmasse. Diese sind offensichtlich ausgelaugte Albite. Die Korngröße eines solchen Spaltkörnchens beträgt 45 μ. Die Quarzsplitter haben teilweise so scharfe Kanten und scharfe Schneiden, daß es sich unmöglich um Detritusquarz handeln kann. Es sind also doch wahrscheinlich Gelsplitter. In Tuffen findet man nie so kleine Quarzkörner, sondern immer Bruchstücke von Dihexaedern. Diese Körnchen mit so niedriger Lichtbrechung, scharfkantigen Bruchstücken und Auslaugungskanälen sind infolge ihrer Auflösung auch manchmal mikrogranoblastisch verzahnt, wie man es besonders auch bei + Nic. erkennt. Ein Nachweis, daß Feldspat vorliegt, läßt sieh auf Grund der Lichtbrechung allein natürlich nicht führen. Sein Vorkommen ist aber wahrscheinlich, da die kantigen Pseudomorphosen nach Feldspat vorhanden sind. Vielleicht ist ein großer Teil dieser Splitter auch Quarz. Auch in den Übergangspartien zur Kohle, wo bereits die dunkelrot aufleuchtenden Sporenhäute zu sehen sind und nicht durchsichtige Vitritlagen und Fusitstrukturen, ist noch diese amorphe, einheitlich polarisierende Grundmasse vorhanden.

Nr. 12: Tonstein, Flöz Hagen 1, "Fürst Leopold", Hervest-Dorsten.

Das Gestein ist dem vorigen ähnlich. Auch hier fast eine nahezu amorphe bräunlich gefärbte Grundmasse, die aggregatpolarisiert. Diese ist aber in winzigen Fasern zu Kaolinit kristallisiert. Eingelagert sind größere rundliche Körner aus langfädigen Kaolinitknäueln, die farblos sind und zum Teil Einlagerungen von vermutlich Leverrierit enthalten. Diese Kaolinitknäuel sind offenbar an Ort und Stelle gewachsen, sonst könnten nicht so langfädig aufgeknäuelte Körperchen neben spulwurmförmig gekrümmten Einzelindividuen existieren. Auch abgeschlissene Kaolinitwürmer sind vorhanden. Daneben findet man auch selten eine heller gefärbte bräunliche Kaolinitgraupe, die aus winzigen Pünktchen von Kaolinitkriställchen besteht und nahezu optisch isotrop ist. Eingelagert sind in fast gleicher Zahl und Größe sehr scharfkantige und scharfschneidige Splitter von Quarz in allen Größenordnungen bis an die Grenze der mikroskopischen Auflösbarkeit. Im Gegensatz zum vorigen Tonstein tritt hier die Grundmasse an Menge wesentlich zurück. Kaolinitknäuel herrschen vor neben einzelnen Kaolinitwürmern mit Leverrieritlamellen und Quarzsplittern. Quarz ist sehr reichlich vorhanden. Neben Quarz sieht man auch einzelne Erzkörnchen und vielleicht auch ein Schwermineral. In der amorphen Grundmasse sind wieder Fetzen und Häute von Pflanzenzellstrukturen erhalten. Solche Kaolinitknäuel wurden aus dem Dresdner Plauenschen Grunde von A. Schüller (1951) abgebildet. In der braunen Grundmasse sind Würmer in allen Größen bis nahezu gerade noch sichtbar vorhanden.

Nr. 13: Hellgrauer Schieferton mit pflanzlichen Einlagerungen (Tonstein), Flöz Hagen 2, "Fürst Leopold" Hervest-Dorsten.

Homogene, ultrafeine Grundmasse, die bei + Nic. sich in ein feinstes Netzwerk gliedert, wobei einzelne senkrecht aufeinander stehende Plättchen mit hoher Polarisationsfarbe aus einem grauen Grund aufleuchten. Einzelne unregelmäßige Quarzsplitter sind eingelagert, sowie einzelne in der Außenschicht stark aufgeblätterte Hydrobiotite, die schwach pleochroitisch sind. Zwischen den aufgespaltenen Plättchen

wahrscheinlich Einlagerungen von Kaolinit und vielleicht auch Chlorit. Mit der Häufung dieser Hydroglimmer häufen sich auch die Quarzsplitter.

Nr. 14: Quarzreicher Kristalltonstein mit homophaner Grundmasse, Flöz Hagen 2, "Schlägel & Eisen", 1/2, Herne.

Kristalltonstein mit teilweise umgewandeltem Leverrierit, mit Kaolinitwürmern. In den pilzartig aufgetrieselten Kaolinitplättchen sind die Kaolinitwürmer durchweg aus Leverrierit entstanden. Interessant ist, daß große Kaolinittafeln auftreten, die Verunreinigungen parallel der Spaltbarkeit besitzen, die senkrecht zur Längserstreckung steht, und daß die Täfelchen nach oben und unten eine einschlußfreie Zone besitzen. Die Grundmasse ist homogen und fast optisch isotrop; sie zeigt braune, dunkle, einheitliche Farbtöne wie in Flöz Erda. Sie führt außerdem Quarzsplitter und verschieden gefärbte Kaolinitwürmer in allen Größenordnungen von der Größe der mikroskopischen Sichtbarkeit bis zur Millimetergröße. Die optisch nahezu isotropen, nach Art der Spannungsdoppelbrechung polarisierenden Bereiche sind etwas heller bräunlich gefärbt als die sonstige körnelige Grundmasse. Eine sehr unruhige Textur und völlig unsortiertes Material. Vereinzelt findet man auch Schwereminerale, insbesondere Zirkon mit pleochroitischen Höfen.

4) Detritustone

Nr. 15: Schieferton (kein Tonstein), Flöz Albert 1, "Unser Fritz", Wanne.

Das Gestein besteht im wesentlichen aus Restglimmern mit maximalen Längen der Schüppchen von $20-60\,\mu$ und Dicke von weniger als $5\,\mu$. Die Mehrzahl der Restglimmer sind helle durchsichtige Muskovitschüppchen, die eingelagert sind in eine braun oder grau gefärbte Grundmasse, die aggregatpolarisiert mit gelben und grauen Farben und die sich bei stärkerer Vergrößerung immer wieder auflößt in Glimmerstaub. Wahrscheinlich ist dieser feinen Matrix neben Glimmerstaub auch Kaolin beigemengt. Vor allen Dingen aber kann man Quarzstaub von $2-20\,\mu$ feststellen. Mit Muskovit verwachsen sind farblose Chlorite, wie man aus der anomalen Polarisationsfarbe schließen möchte. In diesem Glimmerton sind dunkle Fetzen, Schmitzen und Häute, die von organischen Substanzen herrühren. Schwarze oder durchsichtige Partien sind offenbar mit Brauneisen oder vielleicht mit organischen Substanzen bet nicht mit organischen Substanzen

Nr. 15a: Glimmerschieferton mit Rutschstreifen, Flöz Albert 1, "Unser Fritz", Wanne,

ist ein typisches Detritus-Sediment; es besteht vorwiegend aus Restglimmern, also aus feinsten Verwitterungsschlämmen, nämlich wirr gelagerten Muskovit- und Biotittäfelchen, feinstem Quarzstaub und einer ziemlich hoch doppelbrechenden, also offenbar serizitischen Grundmasse. Dieses Bild ist aber grundsätzlich anders als es die Kohlentonsteine bieten. Bei den Tonsteinen handelt es sich um Neubildungen, bei deren Umlagerungen sich die Körner zerschleißen und dabei gewöhnlich in Humuskolloide eingebettet werden. Hier ist eben wirklich ein klastisches Sediment feinster Korngröße, wie es bei der Abtragung und Verwitterung entsteht. In dem feinsten, mikroskopisch fast nicht mehr auflösbaren Grund findet man unregelmäßig verstreut Schweremineralkörnehen, Erzpartikelchen und allen möglichen nicht mehr identifizierbaren Staub. Ähnliche Schiefertone von Plötz! (Vgl. Schüller, 1951).

Anschliffuntersuchungen

Das vorstehende Ergebnis der Dünnschliffuntersuchungen charakteristischer Kohlentonsteine des Ruhrkarbons erweitert unsere Kenntnis über den Mineralbestand und damit auch über die Entstehungsgeschichte dieser interessanten und zugleich auch stratigraphisch so wichtigen Flözeinlagerungen. Im Verlauf der petrographischen Flözmitteluntersuchungen hat es sich nun herausgestellt, daß Anschliffuntersuchungen im Auflicht mittels neuer, insbesondere von Ramdohr (1950) entwickelter bzw. vervollkommneter Methoden für durchsichtige Minerale (Karbonate u. a.) neben opaken Erzen und Kohlenkomponenten wertvolle Ergebnisse liefern. So ist man in der Lage, schneller eine größere Anzahl Schliffe herzustellen, wobei überdies jeder einzelne Schliff noch derartig groß angefertigt werden kann, daß er die drei- bis fünffache Untersuchungsfläche eines normalen Dünnschliffs bietet. Das Anschliffverfahren eignet sich besonders auch für eingehende Struktur- und Texturstudien der Kohlentonsteine sowie für vorbereitende Untersuchungen, um geeignetes Dünnschliffmaterial auszuwählen. Die im folgenden gebrachten Anschliff-Mikrobilder sollen einen kurzen Überblick über die verschiedenen Ruhrtonsteintypen und ihre häuptsächlich darin erscheinenden Mineral-

einschlüsse geben.

Die Abb. 1 auf Taf. I stellt einen typischen Gelgraupentonstein aus Flöz Zollverein 6, Zeche Unser Fritz, Wanne, im Anschliff bei 170-facher Vergrößerung dar. Die grau erscheinenden Kaolinitgraupen zeigen feinstkörnelige Oberfläche und werden von dünnen vitritischen Kohlenhäuten (weiß) umflossen. Mitunter ist eine gegenseitige Formbeeinflussung zu erkennen, ein Anzeichen, daß diese Gebilde ursprünglich in weichem Zustand abgelagert wurden. Die grauweißen kleinen Körner mit dunklen Reliefschatten sind Einschlüsse von Apatit, die winzigen weißen Körnchen mit dem hohen Relief Pyrit. Randlich zur benachbarten Kohle hin wird der Graupentoustein begrenzt durch feinstengelige Aggregate (Taf. I, Abb. 2) des gleichen Apatits, zwischen denen wiederum ellipsoide Kaolinitgraupen (grau) und Kohlenschlieren (weiß) erscheinen. Apatit bildet hier ähnliche Aggregate wie bisweilen an seiner Statt eischeinender Stengelquarz in Dehnungsrissen der Kohle, der jedoch in Immersionsöl mit der Lichtbrechung des Quarzes im Gegensatz hierzu völlig verschwindet. Die qualitativ mikrochemische Untersuchung feinster herauspräparierter Körnchen des Apatits ergab mit salpetersaurer Ammoniummolybdatlösung eine positive Phosphatreaktion. Bisweilen finden sich auch vereinzelte Megasporen mit rekristallisierter Kaolinitsubstanz im Endospor in jenen stengeligen Aggregaten des Apatits (Taf. II, Abb. 3) eingebettet, wobei letzterer die genannten Exinkörper mitunter zu verdrängen scheint. Ähnliche Verdrängungserscheinungen durch Apatit in Semifusinitlinsen (Taf. II, Abb. 4) sind oft auch in den vorwiegend duritischen, an die Graupentonsteinlage angrenzenden Kohlenpartien zu beobachten. Hier erscheinen ferner auch eigenartig reihenweise auftretende vitritische Doppel-Ooide, die jedoch aus einer etwas härteren und widerstandsfähigeren Substanz (Sekretionsvitrit!) bestehen als der benachbarte Grundmassevitrit (Taf. III, Abb. 5). Es handelt sich hier offenbar um pflanzliche Zellexkrete, wie sie ähnlich in gewissen Brandschieferlagen anzutreffen sind, wo sie wegen ihrer Widerstandsfähigkeit gegen Zersetzungseinflüsse angereichert wurden, im Gegensatz zu ihrer leichter zersetzlichen vitritischen Muttersubstanz, aus der sie herausgelöst und in die tonigen Lagen verfrachtet wurden. Ähnliche Zellexkrete aus dem oberschlesischen Steinkohlengebiet hat M. Teichmüller (1944) abgebildet.

Den zweiten Haupttypus der biochemisch gebildeten Kohlentonsteine stellen die Kristalltonsteine dar. Taf. III, Abb. 6 zeigt einen solchen Kristalltonstein im Anschliff aus Flöz Karl-Unterbank. Zeche Joachim, Essen-Kray. In einer feinkörnigen Grundmasse von Tonmineralien erscheinen hier teils gerade, teils gebogene Kaolinitkristalle mit deutlich erkennbarer Spaltbarkeit nach der Basis. Die Kristalle sind oft abgestoßen und in einzelne Spaltstücke zerfallen. Daneben erkennt man dünne, oft äußerst langgezogene "Splitter" von Quarz weiß, mit hohem Relief, in der Tongrundmasse winzige idiomorphe Kriställchen von Kupferkies neben grauen unregelmäßig geformten Körnern von Apatit. Dieser erscheint hier in einzelnen Lagen stärker angereichert in eigenartig unregelmäßig knolligen Einschlüssen (Taf. IV, Abb. 7), die ganz den Eindruck von gelartigen Abscheidungen machen, und in die die umgebende feinkörnige Tongrundsubstanz in fjordartigen Einschnitten hineingreift. In ähnlichen Abscheidungsformen ist Quarz aus Quarzlagen des Ruhrkarbons (Hoehne, 1949) bekannt; die Untersuchung des Lichtbrechungsvermögens mittels Immersionsöls vom Brechungsindex des Quarzes ergab jedoch, daß es sich bei den genannten knolligen Einschlüssen nicht um Quarz handelt. Auch hier ergab die qualitativ mikrochemische Prüfung einiger isolierter kleiner Körnchen mittels salpetersaurer Ammoniummolybdatlösung eine deutliche Phosphatreaktion. Die von Prof. Schüller, Berlin, auf meine Bitte freundlicherweise vorgenommene Röntgenuntersuchung (S. 9) zeigte gleichfalls, daß es sich bei diesem Mineral um Fluorapatit handelt. Dieser Apatit kommt verschiedentlich auch in eigenartig splitterförmigen und zackigen Aggregaten vor (Taf. IV, Abb. 8) und ähnelt auch hierin den bekannten "Quarzsplittern". Gelegentlich bemerkt man ferner, daß die löcherigen, lappig geformten Apatitaggregate vom Rande her nach dem Innern hin durchwachsen werden von im Querschnitt oft spießförmig erscheinenden blättrigen stark anisotropen Kristallaggregaten, welche die optischen Eigenschaften von Muskovit zeigen (Taf. V, Abb. 9), eine ganz eigenartige und sonderbare Mineralparagenese, wie mir Prof. Schüller mitteilte. Besonders deutlich ist diese Erscheinung in Ölimmersion bei stärkerer Vergrößerung zu

beobachten (Taf. V, Abb. 10), wobei die starken Anisotropieeffekte der langen dünnen, meist zentral gerichteten Kristallspieße noch viel deutlicher erkennbar werden. Eingehende Untersuchungen über die genannten Apatiteinschlüsse, zu denen sich gelegentlich auch Evansit zu gesellen scheint, sind zurzeit noch in Verbindung mit Untersuchungen zur Klärung der Tonsteingenese im Gange.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß Hoffmann und Lehmküller (1934) in den Steinkohlenablagerungen des Ruhrkarbons insbesondere in Faser-, Kennel- und Bogheadkohlen, besonders aber auch in Brandschieferlagen relativ hohe Phosphatgehalte (0.06-0.2%) P) feststellen konnten. Durch eigene Untersuchungen konnte dies bestätigt werden. Als Phosphorträger kommen hierbei vor allem in Brandschiefern (Taf. VI, Abb. 11) und mit feinstem Ton durchwachsenen Kohlenpartien (Taf. VI, Abb. 12) eigenartig splitterförmige Mineraleinschlüsse in Frage, die bei mikroskopischer Beobachtung unter Öl teils bräunliche, graue, teils auch bläulichgrüne Färbungen zeigen. Auch hier wird neben Apatit wahrscheinlich auch mit Evansit (Al $_3$ [OH $_6$ PO $_4$]) zu rechnen sein, worauf chemische Analysenergebnisse deuten, insbesondere solche von dunklen

Kristalltonsteinlagen.

Wie Schüller im Verlauf seiner Dünnschliffuntersuchungen (s. S. 15) beobachtete, stellen die Kohlentonsteine der Erda-Hagen-Gruppe einen völlig neuen Typ dar, die kristallarmen, dichten Tonsteine. Schüllers Untersuchungsergebnisse führen zu dem Schluß, daß hier ein Quarz-Kaolinit-Kristallat in die amorphe kolloidale Grundmasse eingeschwemmt wurde. Gelegentlich erscheinende ausgelaugte Albite leiten zu Detritus-Sedimenten über. In den Abb. 13-16 sind als Beispiel für diesen Tonsteintyp Ausschnitte aus dem Tonstein des Flözes Erda, Zeche Fürst Leopold, Hervest-Dorsten, im Anschliff wiedergegeben. Taf. VII, Abb. 13 zeigt zunächst eine feinstkörnig bis nahezu dicht erscheinende, homophane Partie der Tonsteingrundmasse (grau), in welche ein in Kohle umgewandeltes pflanzliches Zellgewebe (weiß) mit deutlich erkennbaren Gefäßtracheiden eingebettet ist. Die Tonsubstanz (Kaolinit) füllt dabei völlig geschlossene Zell-Lumina aus, eine Erscheinung, die nur so zu erklären ist, daß Kaolinsubstanz sich in diesen feinen Hohlräumen aus Lösungen abgeschieden hat (M. u. R. Teichmüller, 1952). Verstreut erscheinen in der weit überwiegenden homophanen Kaolingrundmasse größere teils wurmförmige, teils gerade prismatische Kaolinitkristalle neben langen dünnen, scharfsplittrigen Quarzeinschlüssen (Taf. VII, Abb. 14, Taf. VIII, Abb. 15) sowie leicht gekrümmte Individuen dieser Art, die auch hier wieder bisweilen zahlreiche kleine idiomorphe Kupferkieskriställchen eingeschlossen enthalten und eine deutliche Spaltbarkeit nach der Basis zeigen (Taf. VIII, Abb. 16).

Bei systematischen Untersuchungen und Nachforschungen nach stratigraphisch wichtigen Bergemitteleinlagerungen insbesondere typischen Kohlentonsteinen in Ruhrkohlenflözen (Hoehne, 1949/50). beobachtete ich in Flöz Albert 1 der Zeche Unser Fritz, Wanne, eine etwa 30-50 mm mächtige weitaushaltende Bergebank, die aus Ansammlungen lebhaft hellbrauner, braunschwarzer bis schwarzer Tonflatschen mit zwischengelagerten Kohlenschlieren bestand und rein äußerlich eine gewisse Ähnlichkeit mit einem Kohlentonstein zeigte. Die Anfertigung von Anschliffen dieses Bergemittels machte zunächst große Schwierigkeiten, da langlinsenförmige Partien des Materials bei der Benetzung mit Wasser aufzuquellen schienen und beim Schleifen außerordentlich leicht abschilferten, wobei in der Anschliffläche Löcher entstanden. Nach längerem Einkochen des Schliffs in Kanadabalsam und Spezialharz war es schließlich doch möglich, brauchbare Anschliffe herzustellen. Wie die Dünnschliffuntersuchungen (s. S. 17) ergaben, handelt es sich hier nicht um einen Kohlentonstein, sondern um einen echten Detrituston, der sich im wesentlichen aus mehr oder weniger zersetzten feinsten Glimmerschüppchen und Quarzstaub als Resten klastischen Materials aufbaut. Die hellbraune, in dünnen Schichten fast glasig durchscheinende Masse ähnelt - makroskopisch betrachtet - den bekannten optisch isotropen Kaolingraupen der Kohlentonsteine, ist jedoch entstehungsgeschichtlich etwas ganz anderes.

Zur Genese und regionalen Verbreitung der Ruhrtonsteine

Die frühere Beobachtung, daß Kohlentonsteine in ihrem Liegenden sehr oft mit Mattkohlenlagen (Claroduriten, Duriten, Kennelkohlen) verknüpft sind (Taf. II Abb. 4, Taf. III Abb. 5, 6, Taf. IV Abb. 7) bestätigte sich auch im Verlauf der vorstehenden Untersuchungen. Diese Erscheinung führte M. Teichmüller (1950) mit gutem Grund darauf zurück, daß ein ursächlicher chemischer Zusammenhang zwischen subaquatischer Kohlenfazies und der Neubildung von Kaolinit besteht. Die Tatsache einer kausalen Beziehung zwischen subaquatischer Kohlenfazies und Kohlentonsteinbildung fand ich bei meinen Kohlenpetrographischen Untersuchungen auch in vielen anderen Kohlenrevieren bestätigt insbesondere auch durch das in letzter Zeit häufiger beobachtete Vorkommen vereinzelter Kaolinitgraupen und -kristalle in Kohlenflözen der verschiedensten Reviere (Hoehne, 1954). Bei den Ruhrtonsteinen lassen sich aber noch weitere Erkenntnisse in dieser Frage gewinnen. Verfolgt man ihr Auftreten vom Liegenden ins Hangende des Ruhrkarbons so ergibt sich folgendes Bild: s. S. 22 oben.

Wir kommen somit zu der interessanten Feststellung, daß die Kohlentonsteine des Ruhrkarbons — abgesehen von ganz vereinzelt auftretenden Übergangsformen — in den verschiedenen

Namur	Magerkohlenschichten	bisher keine Koh	lentonstei	ne beobach	tet
Westfal A	Fettkohlenschichten	Kristalltonste	ein Flöz:	Dickebank	
				Kolibri	
		(4)		Wilhelm	
				Karl-Unte	rbank
Westfal B	Gaskohlenschichten	Gelgraupento	nstein		
			Flötz:	Victoria 2	
				Zollverein	8
				77	6
		(5		77	3
		·		57	2
Westfal B	Gasflammkohlenschichten	(1) kristallarm	a. dichter	Tonst.	
			Flötz:	Y	
Westfal C	Flammkohlenschichten		Flötz:	Baldur	
		(4)		Erda	
				Hagen 2	
				, 1	

Schichtengruppen nach ganz bestimmten Typen geordnet erscheinen, das heißt in den Fettkohlenschichten Kristalltonsteine, in den Gaskohlenschichten Gelgraupentonsteine und in den Flämmkohlenschichten kristallarme, dichte Tonsteine. Es wäre nunmehr interessant zu untersuchen, wieweit dies im einzelnen auf bestimmte fazielle Bildungsbedingungen im Karbonmoor zurückzuführen ist.

Eine solche Faziesfolge spricht gegen die noch vor wenigen Jahren sehr verbreitete Aschenregen- und Tuffittheorie (Stach, 1950, Mackowsky, 1947) der Tonsteingenese. Aufklärend haben hier vor allem die grundlegenden mineralogisch-petrographischen chemischen und röntgenographischen Untersuchungen von Schüller und Grassmann (1949), Schüller (1951) sowie eingehende entstehungsgeschichtliche Forschungen von M. und R. Teichmüller (1952) gewirkt. Durch neuere Untersuchungen im klassischen Tonsteingebiet des Saarkarbons (Schüller, Guthörl, Hoehne, 1953) sind nunmehr auch wichtige Beziehungen und Bindeglieder zu klastischen Sedimenten des Flözbildungsraumes aufgefunden und untersucht worden. Auch in vorliegender ergänzender Untersuchung der Ruhrtonsteine konnten keinerlei Material oder auch nur irgendwelche Anhaltspunkte gefunden werden, woraus Schlüsse auf eine vulkanische Entstehung der Kohlentonsteine gezogen werden könnten.

Obwohl nun von gewissen Stellen der stratigraphische Wert der Kohlentonsteine noch bis in die letzte Zeit hinein bestritten wurde, hat doch die Auffindung zahlreicher neuer Vorkommen dieser charakteristischen Bergmittel selbst die hartnäckigsten Gegner dieser Ansicht eines Besseren belehrt: Tonsteine des Ruhrkarbons wurden wiederholt weit über ihre Grenzen binaus angetroffen. So gelang es, den Kristalltonstein des Flözes Karl-Unterbank des Ruhrkarbons im gleichen Horizont des Aachener Karbons (Flöz Grauweck-Senteweck) nachzuweisen (M. u. R. Teichmüller, 1952; Hoehne, 1952, 1953). Daraufhin war es W. H. Grebe (1953) möglich, die genannte Flözgruppe im Aachener Revier neu einzustufen. Auf meine Bitte wurde dann auch im holländischen Kohlenbecken von Limburg im gleichen Flözhorizont nach diesem Tonstein gesucht und dieser auch tatsächlich in der Grube Julia, Heerlen, als Kristalltonstein von etwa 30 mm Dicke aufgefunden, wie mir Ende Mai 1953 A. A. Thiadens freundlicherweise mitteilte. Nach meinen Untersuchungen ähnelt diese Lage auffallend dem Aachener Vorkommen. Über die belgischen Tonsteinfunde insbesondere aus dem Erda-Hagen-Horizont war bereits früher (Hoehne, 1952) berichtet worden. Durch freundliche Mitteilung von A. Delmer 1), Ingenieur des belgischen geologischen Dienstes, erfuhr ich ferner, daß auf meine Anregung hin 80-85 m über dem Quaregnon (Katharina-)Horizont nach dem "Victoriatonstein" der Ruhr gesucht und in Tertre tatsächlich dort auch eine Tonsteinbank von etwa 20 mm Dicke aufgefunden wurde. Die mir freundlicherweise von Delmer übermittelte Probe zeigte Ähnlichkeit mit dem Viktoriatonstein des Ruhrkarbons und enthielt u. a. auch den oben beschriebenen Apatit. Bei kohlenpetrographischen Untersuchungen belgischer Campine-Kohle konnte ich kürzlich in einer duritischen Kohlenpartie der Gaskohlengruppe von Beeringen (34% flüchtige Bestandteile waf) einen Graupentonstein nachweisen, der sehr wahrscheinlich als Äquivalent eines der Zollvereintonsteine der Ruhr zu betrachten ist. Auch über die nordfranzösischen Tonsteine, die von Chalard (1951a, b, 1952) aufgefunden und untersucht wurden und die zum Teil ebenfalls in die Erda-Hagen-Gruppe einzustufen sind, ist berichtet worden (Hoehne 1952). Interessant ist hier vor allem, daß es Chalard gelungen ist, auch im obersten Westfal B, im Flöz Pouilleuse der Zeche Cuvinot etwa 20 m unter dem Rimbert-(Ägir-)Horizont ein Tonsteinbänkchen von etwa 20 mm Dicke aufzufinden. Im gleichen stratigraphischen Horizont (Flöz Y, Zeche Fürst Leopold, Hervest-Dorsten) ist kürzlich auch im Ruhrgebiet (Hahne, 1953) ein ähnlicher Tonsteinstreifen entdeckt worden. Eine mir freundlicherweise von Markschneider H. Böttcher übermittelte Probe, die unmittelbar im Hangenden von Flöz Y, "Fürst Leopold" entnommen war, zeigte bereits bei der Makroskopischen Untersuchung, daß es sich um einen muschlig brechenden typischen kristallarmen, dichten Tonstein (⊕80—100 mm) mit sehr viel gleichmäßig ausgebildeten, glasigen, isotropen Kaolingelballen und zwischen-

¹⁾ Wie mir M. A. Delmer freundlicherweise laut Schreiben vom 2. 5. 54 mitteilte, sind die im Ruhrkarbon erscheinenden Tonsteine Hagen I, Hagen II und Erda kürzlich auch in der Campine/Belgien aufgefunden worden.

gestreuten Kaolinitkristallen und Quarzsplittern handelt (Abb. 3, S. 10; Analyse s. S. 8. Von der weitreichenden Verbreitung und Horizontbeständigkeit der Ruhrtonsteine selbst zeugen viele neue Funde in diesem Revier. Hier sei nur erwähnt, daß es K. Burger gelang, (Schreiben v. 29. 4. 52), den Wilhelmtonstein auch im Feld der Zeche Hibernia 8 cm über dem Liegenden im Flöz nachzuweisen. Damit liegt dieser Tonstein am Nord- und Südflügel des Gelsenkirchener Sattels fest. W. H. Grebe entdeckte kürzlich diesen Tonstein in Flöz Wilhelm der Zeche Zollern-Germania, Dortmund.

Aber auch im Ausland scheint man den Kohlentonsteinen heute mehr Interesse entgegen zu bringen. So teilte mir R. M. Kosanke, Geologe an der Universität von Illinois, Urbana, USA, mit, daß in der unteren Partie des dortigen Herrin-Flözes ein etwa .5 cm starkes Tonmittel (blue band) auf Grund seiner außerordentlichen horizontalen Reichweite den Stratigraphen als Hilfsmittel für vergleichende Flözuntersuchungen diene. Eine mir freundlicherweise mitgesandte Probe zeigte Tonballenstruktur und zahlreiche, relativ kleine wurmförmige Kaolinitkristalle. Auch in andern Ländern sind in den letzten Jahren Kohlentonsteine entdeckt worden. Dies ist u. a. aus einer Angabe des russischen Forschers Schwezow (1948) zu entnehmen, der wie folgt schreibt: "In den Kohlenvorkommen von Donbaß, Karaganda und Kuzbaß wurden unter den Flözen sehr dünne, aber im Streichen erstaunlich aushaltende Zwischenlagen harter kristalliner Tone kaoliner oder illitischer Zusammensetzung gefunden, die aus außergewöhnlich großen (bis zu 1 mm) Kristallen dieser Minerale bestehen, weshalb sie manchmal als Sandsteine beschrieben wurden. Einige Abarten dieser Gesteine haben eine Pisolithe-(,Bohnen'-)Struktur, manchmal mit einer mikrokörnigen Grundmasse." Interessant ist ferner die Angabe des gleichen Verfassers über die weitverbreitete Anschauung, daß sich die kaolinen Tone aus kolloidalen Lösungen zusammen mit Humus-Schutzverbindungen absetzten. Für die Kohlentonsteine wird demnach in Rußland eine biochemisch sedimendäre Entstehung angenommen.

Zusammenstellung

In Ergänzung zu einer früheren Arbeit (Hoehne, 1951/52) wird über Erscheinungsform, Mineralbestand, Chemismus, Genese und regionale Verbreitung der Ruhrtonsteine berichtet. Phosphorträger wurden im Form von Fluorapatit festgestellt, dessen Vorkommen somit zum ersten Male im Ruhrkarbon optisch, chemisch und röntgenographisch nachgewiesen wurde. Die Identifizierung anderer Phosphatminerale (Evansit u. a.) deren Vorhandensein nach chemischen

Analysen wahrscheinlich erscheint, ist zurzeit noch im Gange. Eine Einteilung der Kohlentonsteine des Ruhrkarbons nach der Nomenklatur von Schüller (1951) zeigte gleichzeitig, daß im Ruhrkarbon die Tonsteine vom Liegenden nach dem Hangenden hin in den einzelnen Schichtengruppen nach Typen geordnet erscheinen. Dies ist wahrscheinlich auf fazielle Besonderheiten bei der Kohlenflözbildung zurückzuführen.

Schrifttumsverzeichnis

- Chalard, J., Les tonstein du bassin houiller du Nord de la France dans la région de Valenciennes. — An. Soc. géol. Nord t. 71,14. mars 1951a.
- Chalard, J., Tonstein à leverrièrite dans le Bassin houiller du Nord de la France. — C. R. Acad. Sc., t. 232, Paris, 1951b, p. 1502—1503.
- Chalard, J., Tonstein du bassin houiller du Nord de la France. Compte Rendu: 3 ème Congrès de Strat. et de Géol. du Carbonifère, Heerlen 1951, p. 73-77.
- Grebe, W. H. Tektonik und Fazies im Wurmrevier (Aachener Steinkohlenbezirk). — Dissertation an der Technischen Hochschule Aachen, 1953, S. 1—84.
- Guthörl, P., Neue Beobachtungen und Feststellungen über das Vorkommen und die Ausbildung der Tonsteine des saar-lothringischen Karbons. — Glückauf 85 (1949) S. 521—525.
- Hahne, C., Erläuterungen zur stratigraphisch-faziellen Karte des Ruhrbezirks; Lieferung Sektionen Dorsten, Marl-Hüls; herausg. v. d. Westfälischen Berggewerkschaftskasse zu Bochum, 1953.
- Hoffmann, E. u. Lehmküller, H., Untersuchungen über die Phosphorgehalte in Kohlen und Koks und die Möglichkeit ihrer Verminderung durch zweckentsprechende Maßnahmen. Glückauf 80 (1934) S. 381—386.
- Hoehne, H., Oberkarbonische Eisenerz- und Tonsteinbildungen im Waldenburger Bergbaugebiet (Niederschlesien) und ihre Bedeutung für die Flözgleichstellung. Manuskript 1944; erscheint demnächst in den Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt. Berlin.
- Hoehne, K., Die Entstehungsgeschichte der Tonsteine und ihre vermeintliche Abkunft von vulkanischen Gläsern, Aschen und Tuffen. — Glückauf 81/84 (1948) S. 422-429.
- Hoehne, K., Bildungsweise der k\u00fcrnigen Quarzlage im Horizont des Fl\u00fczes
 Ida (Westfal A) der mittleren Fettkohlengruppe Westfalens. Gl\u00fcckauf 85
 (1949) S. 661-676.
- Hoehne, K., Neue Tonsteinvorkommen im Flözverband des Ruhrkarbons. Glückauf 85 (1949) S. 756—757; 86 (1950) S. 95.
- Hoehne, K., Zur Tonsteinbildung in Kohlenflözen. N. Jb. Geol. u. Pal. Mh. 1951, H. 7. S. 201—211.
- Hoehne, K., Auffindung neuer Tonsteinlagen im rheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet und ihre Bedeutung für eine einheitliche Flözbezeichnung des Ruhrkarbons. Decheniana, Bd. 105—106, S. 33—48, Bonn, 1951/52.
- Hoehne, K., Zur stratigraphischen Verbreitung der Ruhrtonsteine. Bergbau-Rundschau 4 (1952) S. 305—308.
- Hoehne, K., Kristalltonstein, Quarzgestein und Dolomit in Flözen des Aachener Steinkohlenreviers. — Bergbau-Rundschau 5 (1953a) S. 8—12.
- Hoehne, K., Zur Neubildung von Quarz in Kohlenflözen. N. Jb. Geol. u. Pal. Mh. 1953b im Druck.
- 17. Hoehne, K., Vorkommen vereinzelter Kaolinlinsen und -kristalle in Kohlenflözen: Erscheint demnächst im N. Jb. Geol. u. Pal. Mh. 1954.

Mackowsky, M. Th., Mineralogie und Petrographie als Hilfsmittel für rohstoffliche Kohlenforschung. — Bergbau-Archiv, 5-6, 105-117, Essen 1947, Verlag Glückauf.

19. Ramdohr, P., Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. - Akademie-

Verlag, Berlin 1950.

20. Schüller, A. u. Graßmann, H., Über den Nachweis von echtem Leverrierit in Tonsteinen aus unterkarbonischen Steinkohlenflözen von Dobrilugk. — Heidelberger Beitr. z. Min. u. Petr. 2 (1949) S. 269—278.

 Schüller, A., Die Tonsteine aus den Steinkohlenflözen von Dobrilugk und ihre Entstehung. — Arch. Lagerst. Forsch. 1950 und Heidelberger Beitr.

Bd. 2 (1951) S. 413-427.

- 22. Schüller, A., Zur Nomenklatur und Genese der Tonsteine. N. Jb. Min. Mh. 5 (1951) S. 97-109.
- 23. Schüller, A., Guthörl, P. und Hoehne, K., Die Tonsteine des saarlothringischen Karbons und ihre Entstehung. Erscheint demnächst in den Beiheften der "Geologie", Berlin. Manuskript 1953.

24. Schwezow, M. S., Petrographija ossadotschnuich porod (Petrographie der

Sedimentgesteine), Moskau 1948.

25. Schwiersch, H., Thermischer Abbau der natürlichen Hydroxyde des Aluminiums und des dreiwertigen Eisens. — Dissertation an der Universität Breslau, 1933; Z. Chemie der Erde, B. 8, H. 1-2, 1933, S. 252-315.

26. Stach, E., Vulkanische Aschenregen über dem Steinkohlenmoor. — Glück-

auf, 86 (1950) S. 41-50.

27. Stach, E., Der Begriff der Mattkohle in der petrographischen Flözprofilanalyse. — Vortrag gehalten am 3. II. 1949 vor der Rheinisch-Westfälischen Gruppe des Markscheidervereins in Essen.

28. Teichmüller, M., Zur Petrographie zweier oberschlesischer Flöze mit ähnlichem Inkohlungsgrad aber verschiedenen Kokungseigenschaften. — Z.

prakt. Geol. 52 (1944) S. 1-6.

29. Teichmüller, M., Mikroskopische Beobachtungen an Tonsteinen und Quarzlagen der Zechen Sachsen und Westfalen. — Glückauf 86 (1950) S. 335.

30. Teichmüller, M. u. R., Meyer, H. und Werner, H., Der erste Tonsteinfund im Aachener Revier und die Frage nach der Entstehung der Graupenund Kristalltonsteine. — Geol. Jahrb. B. 66 (1952) S. 723—736.

Tafelerklärungen

Tafel I

Abb. 1: Anhäufung bräunlich gefärbter feinkörneliger Kaolinitgraupen (grau), typische Gelpraupentextur. Zwischengelagert sind feinste Vitritschlieren (weiß) und unregelmäßig geformte Körner eines Apatitminerals (grau) sowie Körnehen von Pyrit (weiß, hohes Relief). Gelgraupentonstein aus Flöz Zollverein 6, Zeche "Unser Fritz", Wanne. Anschliff; V=170.

Abb. 2: Feinstengelige Aggregate eines Apatitminerals mit zwischengestreuten Kaolinitgraupen in claroduritischer Kohle (weiß). Graupentonstein Flöz

Zollverein 6, "Unser Fritz". Anschliff; V = 170.

Tafel II

Abb. 3: Fasrig-stenglige Aggregate eines Apatitminerals mit darin eingeschlossener Megaspore. Randzone einer Graupentonstein-Partie des Flözes Zollverein 6, "Unser Fritz". Anschliff: V = 170.

Abb. 4: Durch Apatit teilweise verdrängte Semifusinitlinse in Duritpartie des Graupentonsteins im Flöz Zollverein 6, "Unser Fritz". Anschliff; V = 170.

Tafel III

- Abb. 5: Tondurchsetzte Duritpartie mit zwei eingelagerten Zellexkretpaaren im Graupentonstein, Flöz Zollverein 6. "Unser Fritz". Anschliff; V = 170.
- Abb. 6: Partie aus dem Kristalltonstein in Flöz Karl, Unterbank, Zeche Joachim, Essen-Kray. Kaolinitkristalle und deren Bruchstücke mit deutlich erkennbarer Spaltbarkeit nach der Basis. Sehr lange, dünne "Quarzsplitter" (weiß, hohes Relief) und unregelmäßige Einschlüsse eines Apatitminerals (grau, hohes Relief). Die winzigen weißen, stärker reflektierenden Körnchen in der Tongrundmasse sind idiomorphe Kriställchen von Kupferkies Anschliff; V = 170.

Tafel IV

- Abb. 7: Unregelmäßig gelförmige Abscheidungen von Apatit mit fjordartigen Einschnitten im Kristalltonstein, Flöz Karl, Unterbank, "Joachim". Anschliff; V=170.
- Abb. 8: Knollige und splitterförmige Einschlüsse von Apatit. Kristalltonstein, Flöz Karl, Unterbank, "Joachim". Anschliff; V = 170.

Tafel V

- Abb. 9: In unregelmäßig geformten, löcherigen Apatitknöllchen sind konvergentstrahlig vom Rande her spießige blattchenförmige Muskovitkristalle (weiß) ausgeschieden, die starke Anisotropie-Erscheinungen zeigen. Kristalltonstein, Flöz Karl, Unterbank, "Joachim". Anschliff; V=170.
- Abb. 10: Ähnliche Apatit-Aggregate wie in Abb. 9 mit Muskoviteinlagerungen. Letztere treten hier in Ölimmersion noch stärker hervor. Kristalltonstein, Flöz Karl, Unterbank, "Joachim". Anschliff; V = 270.

Tafel VI

- Abb. 11: Brandschieferpartie eines Flözes der Sulzbacher Schichten, Zeche Velsen/Saar. Bei den eigenartig splitterförmigen Einschlüssen (grauweiß, hohes Relief) handelt es sich nach mikrochemischer Prüfung ebenfalls um ein Apatitmineral. Anschliff; V = 170.
- Abb. 12: Mit Inerten und feinster Tonsubstanz durchsetzte Kohlenpartie führt streifenartig eingelagert splitterförmige Einschlüsse eines Apatitminerals, die den bekannten "Quarzsplittern" recht ähnlich sehen. Grube Pozo Maria Louisa/Oviedo, Spanien. Anschliff; V = 170.

Tafel VII

- Abb. 13: Dichter, kristallarmer Tonstein mit in ursprünglich geliger Tonsubstauz eingebettetem pflanzlichen Zellgewebe mit Gefäßtracheiden. Tonstein, Flöz Erda, Zeche Fürst Leopold, Hervest-Dorsten. Anschliff; V=170. Die Durchtränkung mit Kaolinit erfolgte so frühzeitig, daß die Zell-Lumina noch nicht zusammengesunken waren als Beweis für syngenetische Bildung. Das ist stets so bei den dichten, amorphen Tonsteinen. Alle Schliffe zeigen wundervoll erhaltene Zellstrukturen.
- Abb. 14. Wurmförmiger zum Teil in Auflösung begriffener Kaolinkristall (weiß) in homophaner Kaolinitgrundmasse (dunkelgrau), einige "Quarzsplitter". Kristallarmer, dichter Tonstein, Flöz Erda, "Fürst Leopold", Anschliff; V = 170.

Tafel VIII

Abb. 15. Kristallarmer, dichter Tonstein, Flöz Erda, "Fürst Leopold" mit einigen Kaolinitkristallen, "Quarzsplittern" und dreieckigen Kaolinitbruchstücken (vielleicht Pseudomorphosen!). Derartige Splitter haben die Anhänger der

- Vulkantheorie der Tonsteine (Stach, 1950) dazu verleitet, letztere als vulkanische Tuffe zu deuten. Anschliff; V=170.
- Abb. 16. Leicht gekrümmter Kaolinitkristall, in dem zahlreiche idiomorphe Kupferkieskriställchen (weiß, geringes Relief) ausgeschieden sind. In der homophanen Grundmasse, lange dünne "Quarzsplitter", kleine Pyritkörnchen (weiß, hohes Relief) sowie Auflösungsreste von Kaolinitkristallen. Kristallarmer, dichter Tonstein, Flöz Erda, "Fürst Leopold". Anschliff; V=170

Beschreibung einer neuen Schwenk=Kamera

Von Hans Seemann, Berlin

Mit 8 Abbildungen im Text

Die Grundlage einer jeden Röntgenstrukturanalyse bildet die einwandfreie Indizierung der Interferenzen. Eine eindeutige Indizierung ist aber im allgemeinen nur auf Grund von Goniometer- oder Schwenkaufnahmen möglich, so daß die Anfertigung solcher Aufnahmen unerläßlich ist. Da die hierzu erforderlichen Spezialapparaturen teuer sind und nicht allen Instituten zur Verfügung stehen, ist es wohl von allgemeinem Interesse, die Konstruktion einer Schwenkvorrichtung zu beschreiben, die mit verhältnismäßig geringem Aufwand von einer Institutswerkstatt gebaut werden kann, und die sich im Gebrauch bewährt hat.

Die wesentlichen Merkmale dieser Schwenkvorrichtung sind folgende:

- 1. Als Filmzylinder dient eine der handelsüblichen Schichtlinienkameras, deren Deckel samt Lagerung und Drehachse ebenfalls verwendet wird. Der Filmzylinder kann in geschlossenem Zustand (d. h. zusammen mit dem Deckel) von der Kamera entfernt werden, so daß der Film in der Dunkelkammer ohne lichtsichere Umhüllung eingelegt werden kann, wobei die Schwenkvorrichtung unverrückt vor der Röntgenröhre stehen bleibt, und die einmal vorgenommene Justierung erhalten bleibt.
- 2. Die Übertragung der Bewegung von der Antriebsvorrichtung auf den Kristall erfolgt ohne Spiel, so daß die Umkehr des Drehsinnes ohne jede Verzögerung erfolgt. Die Umkehr des Drehsinnes wird durch ein elektromagnetisch betätigtes Umkehrgetriebe bewirkt, während der Antriebsmotor synchron weiterläuft, so daß nur langsam laufende Massen, nämlich Skalenscheibe und Goniometerkopf samt der dazwischen liegenden Kupplung beschleunigt werden müssen.
- 3. Der Schwenkbereich kann mit einer Genauigkeit von etwa 0,2° in beliebiger Größe zwischen 0° und 180° in allen Azimuten eingestellt werden. Außerdem ist wahlweise fortlaufende Drehung um 360° möglich.

4. Es ist ein Zählwerk für die Anzahl der ausgeführten Schwenkungen bzw. Umdrehungen vorgesehen. Die Schwenkvorrichtung besteht aus einem flachen zylindrischen durch drei Schraubfüße justierbaren Gehäuse G, in dem der gesamte Antriebsmechanismus untergebracht ist (Abb. 1 und 2).

Der Deckel des Gehäuses trägt in der Mitte den Ring R, auf den die Aufnahmekamera so aufgesetzt werden kann, daß die Verlängerung ihrer Drehachse mit der aus dem Deckel herausragenden Antriebs-

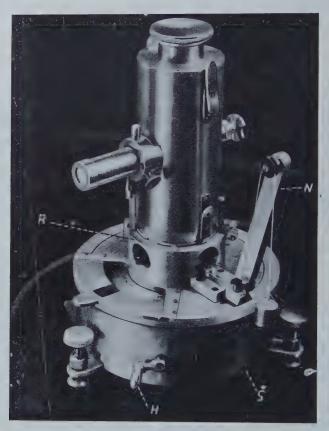


Abb. 1. Gesamtansicht des betriebsfertigen Gerätes. Es bedeuten: G = Gehäuse, H = Kurbel, N = Arm mit Umlenkrollen, R = Ring für den Kameradeckel

achse A (Abb. 4) zusammenfällt. Die azimutale Stellung des Kamerazylinders und damit des Blendensystems ist durch Anschläge am Ring R und Kamerazylinder festgelegt. Unter dem Deckel des Gehäuses läuft eine fest mit A verbundene und in 360° geteilte Skalenscheibe. Sie kann durch einen Ausschnitt im Deckel über einen Bereich von 90° beobachtet werden (Abb. 3).

Die spielfreie Kupplung zwischen Drehachse der Kamera und der Antriebsachse der Schwenkvorrichtung (d. h. zwischen Kristall

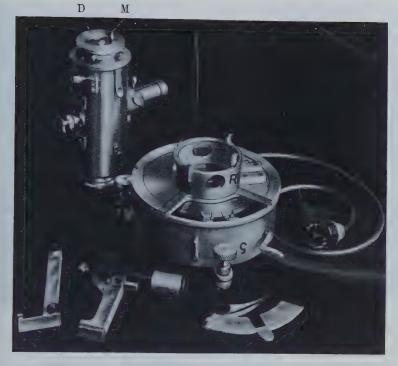


Abb. 2. Kamerazylinder mit Deckelnebender Schwenkvorrichtung. Es bedeuten: D = Schnurscheibe, G = Gehäuse, M = Mitnehmerstift, R = Ring für den Kameradeckel

und Skala) wird dadurch erreicht, daß die Drehachse der Kamera mit einem Mitnehmerstift M (Abb. 2) in einen radialen Schlitz in der Scheibe S (Abb. 3) eingreift, die fest auf dem Ende der Achse A sitzt, (schematische Zeichnung Abb. 4). Die Achse A wird über das Zahnrad Z und die Schnecke C angetrieben (Abb. 7). Über die gleichfalls auf der Kameradrehachse befestigte Schnurscheibe D (Abb. 2) kann eine Schnur gelegt werden, die von einem Gewicht gespannt gehalten wird, (Abb. 1), so daß immer M an derselben Seite des Schlitzes und die Zähne des Zahnrades Z an derselben Seite der Schneckengänge anliegen. Dadurch ist jedes Spiel ausgeschaltet, und jeder Stellung des Kristalls entspricht eine bestimmte Stellung der auf der Achse A befestigten Skalenscheibe.

Auf der Achse der Schnecke C (Abb. 4 und 7) sind die beiden Kegelräder K_2 und K_3 auf einer gemeinsamen Büchse in achsialer Richtung verschiebbar, so daß mit Hilfe der Schaltgabel g und des Elektromagneten Mg entweder K_2 oder K_3 mit dem dritten Kegelrad K_1 in Eingriff gebracht werden kann (Abb. 7). Dadurch kann der Drehsinn der Schnecke und damit des Kristalls umgekehrt werden, während K_1 über ein Untersetzungsgetriebe von dem kleinen 3 Phasensynchron

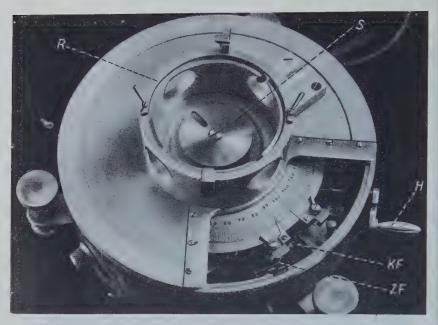


Abb. 3. Ansicht des Schwenkuntersatzes von oben Es bedeuten: H = Kurbel, R = Ring für den Kameradeckel, KF = Kontaktfeder, ZF = Kontaktfeder

motor (ungefähr 10 Watt) in gleichbleibendem Drehsinn angetrieben wird. Durch ein Vorgelege kann die Drehzahl von K_1 entweder zu 40 oder 160 U/Min. gewählt werden.

Die Achse A kann mit Hilfe eines Hebels gegen den Druck der Feder F_2 nach unten verschoben werden, wodurch die Schnecke C außer Eingriff mit dem Zahnrad Z kommt (Abb. 4). In dieser Stellung der Achse A greift jedoch das auf A achsial verschiebbar angeordnete und gegen Verdrehung gegen die Achse gesicherte Kegelrad K_4 , das durch die Feder F_1 gegen den Ring R gedrückt wird, in das Kegelrad K_5 ein, so daß nun mit Hilfe einer auf der Achse von K_5 befestigten Kurbel H, die Achse A von Hand gedreht werden kann.

In dieser Stellung der Achse A greift der Mitnehmerstift M noch ungefähr 2 mm in den Schlitz der Scheibe S ein. Trifft beim Aufsetzen der Kamera auf Ring R der Stift nicht in den Schlitz der Scheibe, so werden S und A gegen den Druck der Feder F_2 noch diese Strecke von ungefähr 2 mm nach unten gedrückt, wobei gleichzeitig F_1 gespannt wird, da die Kegelräder K_4 und K_5 bereits in Eingriff stehen. Man braucht dann nur die Kurbel H bei festgehaltener Kameraachse soweit zu drehen, bis der Stift M durch den Druck der Feder F_2 in den Schlitz der Scheibe S einrastet.

Die Umsteuerung des Kegelrädergetriebes wird durch den oben erwähnten Magneten Mg (Abb. 7) bewirkt, indem durch zwei auf der

Achse A unterhalb der Skalenscheibe drehbare und in jeder Lage festklemmbare Arme mit Kontaktschrauben an den Umkehrpunkten über zwei Kontaktfedern KF ein Stromstoß durch eine der beiden Magnetwicklungen geschickt wird (Schaltbild Abb. 7). Die beiden Kontaktarme tragen außerdem Zeiger, die um den Rand der Skalenscheibe greifen, so daß der eingestellte Schwenkbereich auf dieser

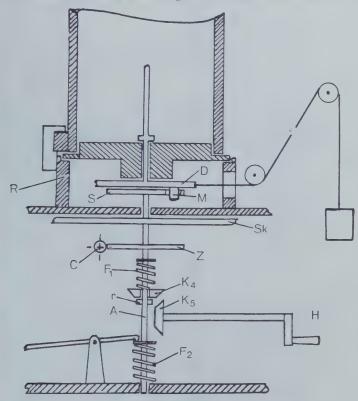


Abb. 4. Schematischer Schnitt - Betriebsstellung

A = Achse $K_5 = Kegelrad$ C = Schnecke M = Mitnehmerstift

D = Schnurscheibe r = Anschlagring für K₄

 $F_i = Feder$ R = Haltering für den Kameradeckel

 $F_2 = Feder$ S = Scheibe mit Schlitz

 $egin{array}{ll} \ddot{H} = Kurbel & Sk = Skalenscheibe \ K_1 = Kegelrad & Z = Zahnrad \end{array}$

abgelesen werden kann. Die beiden Kontaktfedern (s. Abb. 3) sind so ausgebildet, daß bei herabgesenkter Achse A die Kontaktschrauben unter den Federn hindurchlaufen. Man kann also mit der Handkurbel des Kegelrades K_5 zum Zwecke des Justierens den Kristall beliebig drehen, ohne daß die Kontaktschrauben gegen die Federn stoßen. Die Kontaktfedern können jedoch auch so weit gehoben werden, daß

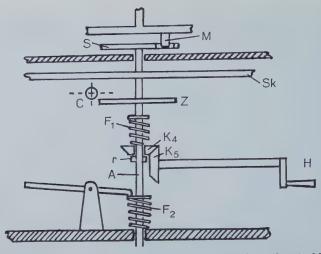


Abb. 5. Schematischer Schnitt Justiereinstellung $K_s = Kegelrad$

A = Achse

C = Schnecke

 $F_1 = Feder$ $F_2 = Feder$

H = Kurbel $K_4 = Kegelrad$

r = Anschlagring für K4 S = Scheibe mit Schlitz

Sk = Skalenscheibe

M = Mitnehmerstift

Z = Zahnrad

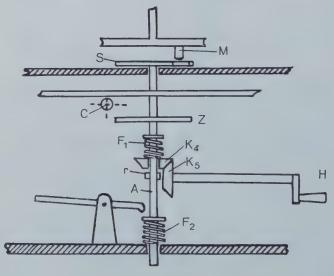


Abb. 6. Schematischer Schnitt Stellung beim Aufsetzen der Kamera

A = Achse $K_b = Kegelrad$

C = Schnecke M = Mitnehmerstift

 $F_1 = \text{Feder}$ r = Anschlagring für K. $F_2 = Feder$ S = Scheibe mit Schlitz

Z = Zahnrad H = Kurbel

K4 = Kegelrad

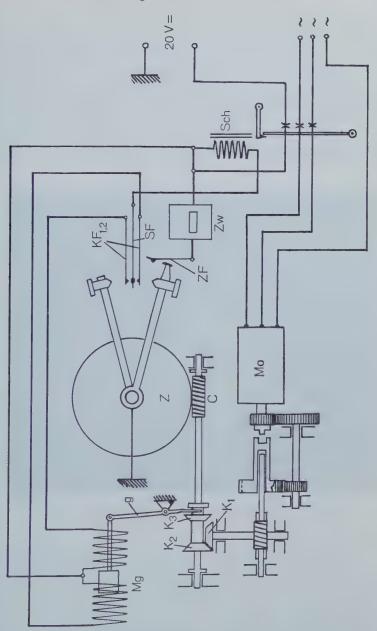


Abb. 7. Schema der mechanisch-elektrischen Umsteuerung

die Kontaktarme bei normaler (oberer) Stellung der Achse A unter ihnen hindurchlaufen, so daß dann keine Umsteuerung erfolgt, sondern der Kristall fortlaufend gedreht wird (normale Drehaufnahme).

Zwischen den beiden Kontaktfedern 1 und 2 (s. Abb. 7) ist eine dritte (SF) angeordnet, die folgenden Zweck erfüllt: Wird bei einer Störung des Umschaltvorganges eine der Kontaktfedern merklich durchgebogen (ca. 1 mm), so erhält sie Kontakt mit der mittleren, wodurch ein Schalter Sch betätigt wird, der den Motor- und Magnetstrom ausschaltet, wodurch eine Beschädigung des Getriebes und der Kontakte verhindert wird.



Abb. 8. Schwenkuntersatz mit Kameradeckel, Goniometerkopf und Justiermikroskop

Eine Kontaktspitze an einem der beiden Arme streift außerdem kurz vor der Berührung der Kontaktschraube des betreffenden Armes mit der zugehörigen Feder eine andere Kontaktfeder ZF und gibt dadurch einen Stromstoß auf ein Zählwerk Zw, das somit bei jeder Schwenkung einmal anspricht. Dieser Zählkontakt bleibt auch in Funktion, wenn die Kontaktfedern 1 und 2 angehoben sind, so daß das Zählwerk dann die Umdrehungen registriert.

Der Arm N (Abb. 1) trägt die zur Umlenkung des Spannseiles notwendigen Rollen und wird mit Hilfe einer Schwalbenschwanzführung auf den Deckel des Gehäuses aufgesteckt. Er kann zum Zweck des Justierens gegen ein Justiermikroskop ausgetauscht werdenAbb. 8 zeigt die Schwenkvorrichtung mit dem aufgesetzten Mikroskop und dem Kameradeckel mit Goniometerkopf, während der Filmzylinder entfernt ist.

Herrn Dr. Kohlhaas bin ich für sein ständiges Interesse an der Entwicklung des Gerätes zu großem Dank verpflichtet. Herrn Baske und Herrn Hadas danke ich für die Überwindung mancher fertigungstechnischer Schwierigkeiten beim Bau des Gerätes.

Institut für anorg. Chemie der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Berlin-Adlershof.

Das Fusitproblem

Von H. Jacob, Freiberg/Sa.

Mit 29 Abbildungen im Text

Das Fusitproblem hat in Fachkreisen jahrelang Anlaß zu Debatten und zahlreichen Veröffentlichungen gegeben. Zur Zeit sind zwei Theorien anerkannt. Sie sollen im folgenden Aufsatz erläutert und auf Grund neuerer Erkenntnisse ergänzt werden.

1. Gegenwärtiger Stand der Erkenntnisse

Eines der ältesten Probleme der Kohlenpetrographie ist die Frage nach der Entstehung des Fusits, der in der älteren Literatur als Faseroder Rußkohle bezeichnet wird. Jahrzehntelang sind die verschiedensten Theorien diskutiert worden, ohne daß man zu einer Einigung gelangt wäre. Stutzer hat 1929 die wichtigsten Theorien zusammengestellt und zahlreiche in- und ausländische Autoren zu Wort kommen lassen (1). Die einzelnen Theorien stehen nebeneinander, und die Schrift trägt deshalb objektiven Charakter. Es seien hier nur folgende genannt:

a) Verkohlung durch Schwefelsäureeinwirkung,

b) Selbstentzündung durch hitzige bakteriologische Zersetzung ("Graskohle"),

c) Anaerobe Bildung in alkalischem Medium (nach Taylor),

d) Waldbrand,

e) Biochemische Zersetzung.

Die Schwefelsäuretheorie mußte als chemisch unhaltbar aufgegeben werden. Mit der Graskohlentheorie ließen sich nur Einzelfälle, nicht aber die normalen Vorkommen des Fusits erklären. Ähnlich verhält es sich mit der Taylorschen Theorie. Außerdem nehmen jetzt die meisten Forscher an, daß Fusit in relativ trockenem und saurem Medium gebildet worden ist. Im Laufe der Jahre haben sich schließlich zwei Theorien herauskristallisiert, die heute allgemein anerkannt sind, nämlich die Waldbrandtheorie (Waldbrandfusit) und die biochemische Zersetzungstheorie (Zersetzungsfusit).

War man anfangs geneigt, den Fusit ausschließlich durch Waldbrand zu erklären, so wollten in der Folgezeit — wie es so oft der Fall ist — viele Forscher die Waldbrandtheorie völlig bzw. fast völlig ablehnen. Die Ursache hierfür sind insbesondere die Übergangsstufen

von Fusinit über Semifusinit zu Vitrinit in der Steinkohle. In der Braunkohle tritt dieser mehr oder weniger fließende Übergang zumindest nicht so offenbar in Erscheinung. Darüber hinaus aber treten in der Braunkohle Fusitlagen und verkohlte Hölzer auf, die sich kaum von Holzkohle unterscheiden. Die Waldbrandtheorie bietet hier nach wie vor die bequemste Erklärung. Auf den Zersetzungsfusit von Braunkohlen soll später eingegangen werden. — Bei der Steinkohle liegen die Verhältnisse komplizierter, was später noch näher erläutert werden soll. Eine scharfe genetische Trennung beider Fusitarten nach dem mikroskopischen Befund ist nicht einfach. Viele Autoren umgehen diese Schwierigkeit und weisen lediglich darauf hin, daß Zersetzungsfusit überwiegt.

2. Braunkohlenfusit

a) Begriffsbestimmung

Die Begriffe Faserkohle, Rußkohle und Fusit sind lediglich auf Grund der äußeren Erscheinungsform, der Struktur, dieser Streifenart gewählt worden. Allerdings erkannte man sehr bald — insbesondere bei der Steinkohle —, daß der Fusit spezifische chemische und physikalische Eigenschaften besitzt. Dieser Unterschied gegenüber den anderen Gefügebestandteilen ist bei der Braunkohle noch schärfer, soweit es sich um Brandlagen bzw. um verkohlte Hölzer, die mit bloßem Auge erkannt werden können, handelt. Neben dem Waldbrandfusit wird aber in der Braunkohle noch Zersetzungsfusit unterschieden. Ist auch diese Definition einwandfrei, so führt sie doch bei der Braunkohle zwangsweise zu einer Doppelbenennung. Die Abb. 1 und 2 zeigen solche Zersetzungsfusite bei Auflicht-Hellfeld. Fusitstruktur



Abb. 1. Vergeltes Pflanzengewebe ("Zersetzungs-Fusit") — Polen. — Hellfeld, V = 80 (Brikett).



Abb. 2. Xylit, bei der Brikettierung plastisch verformt. —
Dolsthaida/Nd.Lausitz. — Hellfeld, V = 80 (Brikett).

und hohe Reflexion sind einwandfrei feststellbar. Sie zeigen bisweilen plastische Verformung und sind zum Teil noch plastisch verformbar. Bei starker Vergelung können sie jedoch gegen Scherbeanspruchung



Abb. 3. Stark vergeltes Gewebe. — Kleinleipisch/Nd.-Lausitz. — Hellfeld, V = 80.



Abb. 4. Xylit mit zusammengesunkenen Zellen. — Polen. — Hellfeld, V=80 (Brikett).

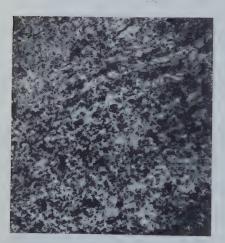


Abb. 5. Detritischer Humus mit undeutlichen Geweberelikten. — Kleinleipisch Nd.-Lausitz. — Hellfeld, V=80.



Abb. 6. Humifiziertes Pflanzengewebe
mit guter Transparenz. — Puschwitz
b. Bautzen. — Durchlicht, V = 80.

auch klastisch reagieren. Zu normaler Braunkohle bestehen fließende Übergänge (Abb. 3—5).

Betrachtet man Braunkohlen-Zersetzungsfusit im Durchlicht, so erweist er sich als transparent, wenn auch die Transparenz geringer ist als bei normaler Kohle. Je nach Schliffdicke ist die Farbe gelbbraun bis rotbraun. Je geringer die Transparenz ist, desto höher ist die Reflexion bei Auflicht und desto "fusitischer" erscheinen solche Gefügebestandteile. Ist hohe Transparenz (Abb. 6 und 7) und damit geringes Reflexionsvermögen (Abb. 8) vorhanden, so spricht man die Gefügebestandteile nicht mehr als Fusit, sondern schlechthin als Xylit an. Auch hier bestehen fließende Übergänge.

Die Nomenklatur muß deshalb möglichst so gewählt werden, daß sie dem Verwandtschaftsgrad der Gefügebestandteile Rechnung trägt. In unserem Falle fragt es sich, ob es nicht zweckmäßiger wäre, an



Abb. 7. Detritischer Humus und Geweberelikte mit guter Transparenz. Puschwitz b. Bautzen. — Durchlicht, V=80.



Abb. 8. Schwach humifizierter
Xylit (niedrig kondensierter Humus). — Puschwitzb. Bautzen.
— Hellfeld, V = 80.

Stelle von Zersetzungsfusit von "vergelten" bzw. "doppleritisierten Xyliten" zu sprechen. Die Verwandtschaft mit Waldbrandfusit ist, obwohl die Bezeichnung auf enge Beziehungen hinweist, eine recht äußerliche. Sie ist lediglich durch die Struktur des Ausgangsmaterials, der Pflanzen, gegeben. Chemisch und genetisch bestehen keinerlei Beziehungen; Zersetzungsfusit zeigt vielmehr zu den übrigen humosen Bestandteilen der Kohle wesentlich größere Verwandtschaft. Er besteht aus hochkondensiertem Humus (Huminsäuren, Humaten und evtl. Huminen). Nach M. Teichmüller (3) zeigt er weiße Reflektanz, während Waldbrandfusit gelblich reflektiert.

b) Waldbrandfusit

Über die Genesis des Waldbrandfusits, der fossilen Holzkohle, ist genug geschrieben worden, so daß ich mich kurz fassen kann. Waldbrandfusit unterscheidet sich im Aussehen kaum von Holzkohle;

deshalb kann man sehr treffend von "fossiler Holzkohle" sprechen. Die Unterschiede gegenüber der umgebenden Humuskohle sind so groß, daß bereits der Laie den Waldbrandfusit unschwer erkennen und unterscheiden kann. — Flächenhaftes Auftreten (Brandlagen) ist selten; weit häufiger tritt er in Splittern von mm- bis cm-Größe auf. Die Mooroberfläche wird Brände nur dann ermöglicht haben, wenn sie relativ trocken war. M. E. stammt der Waldbrandfusit in der Hauptsache von Baumbränden, wobei insbesondere an durch Pilzzersetzung teilweise zerstörtes Holz gedacht ist, das zumindest den Brandherd eher als "grünes" Holz darstellen könnte. Damit ist allerdings noch nichts über die Brandursache ausgesagt. Viele Autoren nehmen Blitzschlag an. Vielleicht kommt aber auch - wenigstens für manche Fälle -Selbstentzündung durch Benetzungswärme (2) und Autoxydation als Brandursache in Betracht (?). -- Eine unbedingte Abhängigkeit von der Fazies besteht nicht. Fossile Holzkohle findet sich sowohl in heller, als auch in dunkler Kohle. In der Mehrzahl der Fälle konnte jedoch der Verfasser feststellen, daß helle Lagen (Bitumenkohle) bevorzugt werden 1). Besonders an lufttrockener Kohle ist die Erscheinungsform sehr markant. Die schwarzen, seidig glänzenden Fusitsplitter heben sich scharf von der hellen Umgebung ab. Bisweilen finden sich auch Übergänge von völlig verkohltem zu unverkohltem Material, worauf auch M. Teichmüller hinweist (3, 4). Übergangsformen erscheinen bei mikroskopischer Durchlichtbetrachtung nicht opak, sondern schwarzbraun bis rotbraun. - Für Auflichtuntersuchungen ist Waldbrand-

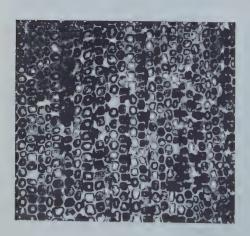


Abb. 9. Fossile Holzkohle (Waldbrand-Fusit). — Olbersdorf b. Zittau. — Hellfeld, V = 80.

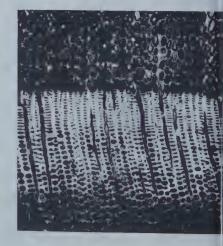


Abb. 10. Fossile Holzkohle. — Olbersdorf b. Zittau. — Hellfeld, V=80.

 $^{^{\}rm 1})$ Zersetzungsfusit zeigt entgegengesetzte Tendenz; er bevorzugt Horizonte mit dunkler Kohle.

fusit kein dankbares Objekt. Es besteht die Gefahr, daß er im Anschliff als Leerstelle erscheint. Die verkohlten Zellmembranen sind hauchdünn (Abb. 9—11) und sehr spröd. Sie brechen deshalb beim Schleifen leicht aus. Nach M Teichmüller u. a. reflektiert Waldbrandfusit im Gegensatz zu Zersetzungsfusit schwach gelblich. (3).

Dünnschliffe von fossiler Holskohle sind verhältnismäßig leicht herstellbar. Die Erhaltung des Zellgefüges ist bekanntlich ausgezeichnet

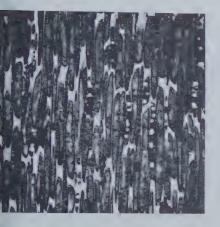


Abb. 11. Fossile Holzkohle mit verkohltem Harz. — Olbersdorf b. Zittau. — Hellfeld, V = 80.

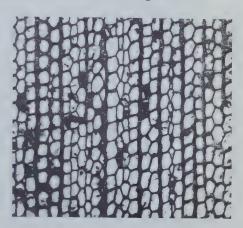


Abb. 12. Fossile Holzkohle (Waldbrand-Fusit). — Olbersdorfb. Zittau.
— Durchlicht, V = 80.

(Abb. 12). Soweit die Verkohlung vollständig ist, sind auch die Harzkügelchen unter Beibehaltung der Form verkohlt, worauf auch M. Teichmüller hinweist (3). — Fusit stammt in der Hauptsache von Koniferen; darauf ist vielfach in der Literatur hingewiesen worden.

Abschließend sei erwähnt, daß hin und wieder die Vergesellschaftung von fossiler Holzkohle mit Schwefelkies beobachtet werden kann. Diese Tatsache ist von mancher Seite zur Stärkung der Schwefelsäuretheorie benutzt worden. Von chemisch-genetischen Gesichtspunkten ganz abgesehen, sei hierzu lediglich festgestellt, daß Schwefelkies noch öfter als Verkiesung normaler Xylite auftritt.

3. Steinkohlenfusit

Ein wesentliches Argument gegen die Allgemeingültigkeit der Waldbrandtheorie war die Beobachtung, daß Steinkohlen viel mehr Fusit enthalten als Braunkohlen. Selbst dann, wenn man den Zersetzungsfusit (doppleritischen Xylit) der Braunkohle zum Fusit rechnet, bleibt diese Diskrepanz bestehen. Nach v. Karmasin (24) sind Struktur und Reflexionsvermögen von Fusiniten sehr unterschiedlich. Es bleibt deshalb m. E. zu prüfen, ob tatsächlich aller Fusit im Torf-

stadium entstanden ist oder ob etwa aus irgendwelchen Muttersubstanzen Fusit während der geochemischen Inkohlung entstehen 'ann.

a) Metamorphøse der Kohlen

Die Bildung von Steinkohle ist zu verschiedenen Zeiten und von verschiedenen Forschern verschieden erklärt worden. Von den meisten Geologen, Mineralogen und Chemikern wird jetzt angenommen, daß Temperatur, Druck und Zeit für die geochemische Inkohlung verantwortlich zu machen sind, wobei - nach Ansicht der meisten Forscher — der Temperatur die größte Bedeutung zukommt. (Thermometamorphose). Fast alle Forscher stimmen im großen und ganzen darin überein, daß dem Druck nur in zweiter Linie Bedeutung zukommt. So ist z. B. nach Fuchs (5, 6) der Druck nicht in der Lage, chemische Verbindungen zu sprengen bzw. Sauerstoff abzuspalten. Huck und Karweil (7) weisen darauf hin, daß der Druck lediglich chemische Reaktionen beschleunigen kann, weil die Reaktionspartner einander genähert werden. Petrographisch ist weiterhin von Interesse, daß Naturkokse von Eruptivkontakten kleinporiger sind als Kunstkokse und daß die im Autoklavenversuch hergestellten Inkohlungsprodukte von Braunkohle, Torf und rezenten Stoffen steinkohlenartiges Aussehen besitzen. Zellulosefreier Xylit wird nach Bergius und nach Petrascheck (26) bei der künstlichen Inkohlung in Vitrit umgewandelt.

Die Temperatur ist der wichtigste Inkohlungsfaktor. Über den absoluten Betrag für die einzelnen Inkohlungsstufen herrschen jedoch geteilte Meinungen. Nach Gropp und Bode (8,9) u. a. geht Braunkohle bei ca. 325°C in Steinkohle über; das Fettkohlenstadium liegt bei ca. 350°C, das Magerkohlenstadium bei ca. 450°C und das Anthrazitstadium bei ca. 500°C. Mit Inkohlungsversuchen kann so eine lückenlose Temperaturreihe für alle Inkohlungsstufen aufgestellt werden, wobei sich die Temperaturen verhältnismäßig genau angeben lassen. In neuerer Zeit wird allerdings — insbesondere auch von Chemikern — auf Grund thermodynamischer Überlegungen angenommen, daß die Inkohlung bei niedrigeren Temperaturen, und zwar zwischen 100—200°C (10, 11), stattgefunden hat. Hierzu genaue Zahlenangaben zu machen, ist allerdings kaum möglich, da es sich um Extrapolationen handelt.

In diesem Zusammenhange ist es wesentlich, den Zeitfaktor zu erwähnen, weil er in Arbeiten der letzten Jahrzehnte stark vernachlässigt worden ist. Gropp und Bode (8, 9) geben ihm keinerlei Bedeutung. Nach ihren Versuchen ist die Inkohlung nach 24 Stunden praktisch abgeschlossen. Fuchs (6) nimmt zwar ebenfalls keine geologischen Zeiten an, rechnet aber immerhin mit 3000 bis 100000 Jahren. Ähnlich äußert sich Erasmus (12). Nach Terres und Schultze (13) ist die Kolloidentwässerung nur temperaturabhängig.

die Decarboxylierung und Dehydratisierung jedoch temperatur- und zeitabhängig. Je höher die Temperatur ist, desto rascher verlaufen diese Reaktionen.

Aus dem bisher Gesagten mag hervorgehen, daß die meisten Forscher die Temperatur für die Inkohlung verantwortlich machen. Der Druck ist für den Inkohlungsgrad nur von zweitrangiger Bedeutung; er bewirkt lediglich eine Verdichtung der Kohlensubstanz. (Für die Fusitbildung jedoch ist er von erheblicher Bedeutung, worauf noch zurückgekommen werden soll.) Die Zeit schließlich ist kein entscheidender Faktor, darf jedoch nicht völlig vernachlässigt werden, das gilt insbesondere für die Auswertung synthetischer Versuche.

Es bleibt nun noch die Frage zu beantworten, welche Energiequelle die Aufheizung des Gebirges bewirkt hat. Die durch Reibung, Belastungs- und Faltungsdruck erzeugte Wärme ist nach Ansicht der meisten Forscher zu gering. — Der Einfluß der geothermischen Tiefenstufe ist viel erörtert worden. Selbst eine Bezugnahme auf die maximale Sedimentmächtigkeit des Hangendgebirges im Laufe der geologischen Entwicklung wird meist zu falschen — zu niedrigeren — Werten (Temperaturen) führen, wenn man die in der Gegenwart in Bohrlöchern usw. gemessenen Temperaturen zu Grunde legt.

Trotz bahnbrechender Arbeiten auf den Gebieten der Granit- und Erzlagerstättenforschung ist erst in den letzten Jahren und Jahrzehnten erkannt und anerkannt worden, daß für die geochemische Inkohlung Tiefen mag men verantwortlich zu machen sind. Eine der ersten regionalen Arbeiten stammt von Jurasky, und zwar über die "diathermische Metamorphose" der böhmischen Kohle (14). Es folgten Arbeiten von R. u. M. Teichmüller über das Ruhrkarbon (15), das Niedersächsische Wealdenbecken (16) und das Devon des Rheinischen Schiefergebirges (17), von Horst über Dobrilugk (18), von Schwarzbach, Teichmüller, Thomson über Sardinische Kohlen (19).

Diese Erkenntnis eröffnet der Steinkohlenpetrologie völlig neue Perspektiven. Die Bande eines allzu strengen Aktualismus sind damit beseitigt. Kernphysikalische Arbeiten und Erkenntnisse der letzten Jahre haben alle Naturwissenschaften in ihren Bann gezogen. Für den Geologen ist vor allem die Energiebilanz von Interesse. Nach Viete (20) vermuten einige Forscher, daß Kernreaktionen für die Aufschmelzung des Magmas, für tektonische Vorgänge und für die Periodizität der Orogenesen verantwortlich zu machen sind. Da Steinkohlen (außer Anthrazit) und die begleitenden Sedimente, dem Grad ihrer Metamorphose entsprechend, der Epizone angehören (21), braucht nicht einmal das Vorhandensein eines Plutons angenommen zu werden. Aufschmelzung ist der höchste Grad der Metamorphose; sie darf aber m. E. nicht unbedingt als Energiequelle für die Inkohlung angenommen

werden. Sowohl Aufschmelzung als auch alle anderen Grade der Metamorphose von Gesteinen müssen als Folgeerscheinung einer tellurischen Energiequelle gewertet werden. (Damit ist selbstverständlich nicht gesagt, daß die räumliche Entfernung zwischen Tiefenmagma und epimetamorphem Gebirge sehr groß sein muß. Außerdem kann von Fall zu Fall das flüssige Magma Wärmeüberträger sein.) Für weiträumige Metamorphose (im Gegensatz zur Kontaktmetamorphose) gibt m. E. die Aufheizung des Gebirges in orogenetischen Phasen der Erdgeschichte die beste Erklärung.

Für die Genesis der Steinkohle ergibt sich demnach folgendes

Schema:

1. Humifikation (Klima, Fazies, regional bedingter Basengehalt)

2. a) Alterung der Kolloide (d. h. Teilentwässerung),

b) Gebirgsdruck (Entwässerung durch plastische und elastische Verformung),

3. Geothermische Inkohlung (Aufheizung des Gebirges durch tellurische Energiequelle mit oder ohne flüssigen Wärmeüberträger),

a) thermische Entwässerung,

b) Druckschwelung bzw. Druckverkokung.

b) Fusinitation

Auf Grund chemischer Untersuchungen (Verhältnis H/C: O/C) unterscheidet v. Krevelen (22) eine Fusinitationsreihe und eine Vitrinitationsreihe. Während die letztere bei der Inkohlung einer gekrümmten Kurve folgt, verläuft die Fusinitation angenähert geradlinig. Damit ist zum Ausdruck gebracht, daß das chemische und physikalische Erscheinungsbild des Fusits in beträchtlichem Maße durch die geochemische (geothermische) Inkohlung bedingt ist. -Seyler (23) kommt auf Grund von Reflektanzmessungen zu dem Ergebnis, daß Fusit den Endzustand der Inkohlung darstellt. Dafür spricht auch die schwach gelbliche Reflexionsfarbe, die bei den anderen Gefügebestandteilen erst im Anthrazitstadium auftritt. Es ist jedoch bereits darauf hingewiesen worden, daß Fusit innerhalb eines Flözes bestimmten Inkohlungsgrades sehr unterschiedlich ausgebildet sein kann. Das gilt für die Struktur, das Reflexionsvermögen und die Reflexionsfarbe (24, 4). Die Übergänge von Fusinit zu Vitrinit, die als Hemifusinit bezeichnet werden, sind allgemein bekannt. Es sei hierzu insbesondere auf die ausgezeichneten Abbildungen im Atlas für angewandte Steinkohlenpetrographie (25) verwiesen. — Die unterschiedliche Beschaffenheit des Fusinits führt somit zu dem Schluß, daß unterschiedlich beschaffenes Ausgangsmaterial der biochemischen Phase die Ursache sein muß.

Terres und Schulze (13) haben im Rahmen technologischer Untersuchungen zur Gewinnung von Torfveredelungsprodukten das thermische Verhalten differenzierter Humifikationsstufen untersucht und fanden, daß Kolloidentwässerung sowie Decarboxylierung und Dehydratation erst bei um so höherer Temperatur abgeschlossen sind, je stärker der Zersetzungsgrad des Torfes ist. Es werden nach ihrer thermischen Empfindlichkeit 5 Kolloidgruppen unterschieden.

Mit petrographischen Methoden hat W. Petrascheck (26) eine ähnliche Feststellung getroffen. Er erwähnt, daß Zellulose bereits im Glanzbraunkohlenstadium verschwindet. Nach Petrascheck können durch künstliche Inkohlung aus Torf und Braunkohle Fusit und Hemifusit dargestellt werden.1) Oversohl (27) erwähnt, daß Torf bei der künstlichen Inkohlung (Druckwasserbehandlung) fusitartiges Aussehen annimmt In diesem Zusammenhang sei auch kurz auf mikroskopische Untersuchungen an Braunkohlenhochtemperaturkoks eingegangen (28). Vergleichende mikroskopische Auflichtuntersuchungen an Braunkohlenbriketts und daraus hergestelltem Koks zeigen eindeutig, daß der Koks wesentlich mehr Fusit ("Koks-Fusit") als die Ausgangskohle enthält. Man könnte sogar die gesamte Koksmasse als fusitisch bezeichnen. Um jedoch überhaupt eine Unterscheidung nach Gefügebestandteilen treffen zu können, wurde davon Abstand genommen und nur das als "Koks-Fusit" bezeichnet, was eindeutig Zellgefüge erkennen läßt. Der mengenmäßige Anteil ist so groß, daß Waldbrand- und Zersetzungsfusit allein nicht ausreichend sind. Modellversuche ergaben vielmehr, daß mumifiziertes



Abb. 13. Braunkohlenkoks aus zellulosehaltigem Xylit ("Koks-Fusit").
Niederlausitz. — Hellfeld,
V = 80 (Brikett).



Abb. 14. Braunkohlenkoks aus vergeltem Xylit ("Koks-Fusit") — Niederlausitz — Hellfeld, V = 80 (Brikett).

¹⁾ Petrascheck weist lediglich auf dieses Ergebnis hin, ohne damit die natürliche Fusitbildung in Zusammenhang zu bringen.

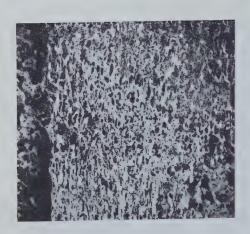


Abb. 15. Verkokter Xylit ("Koks-Fusit"). — Niederlausitz. — Hellfeld, V = 80 (Brikett).



Abb. 16. Verkokter Xylit ("Koks-Fusit"). — Niederlausitz. — Hellfeld, V = 80 (Brikett).

Holz, zellulosehaltiger Xylit und vergelter (doppleritischer) Xylit Muttersubstanzen des "Koks-Fusits" darstellen. Diese "Spezial-Kokse" sind jedoch weder makroskopisch noch mikroskopisch von gleicher Beschaffenheit. Koks aus mumifiziertem Holz besitzt dasselbe Aussehen wie Holzkohle; die verkohlten Membranen sind außerordentlich dünn und brechen leicht aus. Ähnlich verhält sich zellulosehaltiger Xylit (Abb. 13). Ein anderes Erscheinungsbild hingegen zeigt Koks aus doppleritischem Xylit. Der für Holzkohle typische

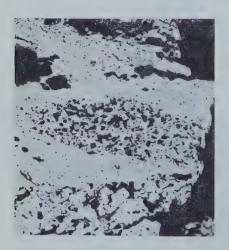




Abb. 18. Im Flözverband zerbrochener Fusinit. — Steinkohle Ölsnitz/ Erzgeb. — Hellfeld, V = 80

schwarze Seidenglanz fehlt; der Koks weist vielmehr dunklen Graphitglanz auf. Auch mikroskopisch bestehen erhebliche Unterschiede. Vor allem sind die Zellmembranen wesentlich dicker (Abb. 14). Diese beiden Extremformen sind durch kontinuierliche Übergänge verbunden (Abb. 15—17).

Würde man den Fusitgehalt des Braunkohlenkokses mikroskopisch ausmessen, so erhielt man wahrscheinlich sehr hohe Werte, die ebenfalls nicht mit denen der Steinkohle übereinstimmen. Vom biochemischen Inkohlungsgrad zunächst abgesehen, ist jedoch zu bedenken, daß die Verkokung¹) unter atmosphärischem Druck stattfindet. Die geothermische Inkohlung hat jedoch im Gebirgsverband, also unter erheblichem Belastungsdruck, stattgefunden.

Weichbraunkohlenflöze lassen erkennen, daß Humifikationsgrad pflanzlicher Gewebe und Setzung einander angenähert proportional sind. Sehr gut ist das bei Flözen mit Bänderung zu sehen: Beiderseits von Stubben hat sich die Kohle gesetzt. Mikroskopische Untersuchungen und Wassergehaltsbestimmungen unterstreichen diese Beobachtung. Es muß demnach angenommen werden, daß Relikte von Humusbildnern (Zellulose und Lignin), die in Xyliten zum Teil noch erhalten sind, eine höhere mechanische Widerstandsfähigkeit als Humus besitzen. — In der geothermischen Inkohlungsphase werden sowohl Zellulose und Lignin, als auch die Humusstoffe chemisch umgeformt. Bringt man die Ergebnisse der technologischen Untersuchungen von Terres in Anwendung, so heißt das, daß schwach zersetzte Pflanzengewebe, also gut erhaltene Xvlite, in einem sehr frühen Inkohlungsstadium in Fusit übergehen. Sie verlieren damit ihre plastischen Eigenschaften und können unter hohem Druck höchstens noch zerbrochen werden (Abb. 18-21). Je stärker die biochemisch bedingte Zersetzung (Humifikation) pflanzlicher Gewebe ist, desto größer ist gewöhnlich der Setzungskoeffizient, desto höher liegt die Umwandlungstemperatur, und desto geringer wird die Aussicht, in Fusinit überzugehen. So ergibt sich die fast lückenlose Reihe von Fusinit über Hemifusinit zu Vitrinit (Abb. 22-25). Letzterer entsteht demnach aus stark zersetztem Xylit bzw. detritischem Humus. Das entspricht der allgemeinen Anschauung. Es können so auch das unterschiedliche Reflexionsvermögen und die unterschiedliche Reflexionsfarbe von Fusiniten erklärt werden. Gut erhaltener, dünnwandiger Fusinit mit gelblicher Reflektanz kann demnach sowohl auf Waldbrand, also auch auf Inkohlung in einem früheren geothermischen Inkohlungsstadium zurückgeführt werden. - Vergelte Hölzer, deren Zellmembranen sehr dick sind (kolloidal

¹⁾ Die Verkokungstemperatur liegt bei 1000°C, also wesentlich höher als die mutmaßlichen Inkohlungstemperaturen. Dieser Umstand kann jedoch vernachlässigt werden, weil die Verkohlung bereits unterhalb der Schweltemperatur stattfindet.

bedingte Schrumpfung der Humussubstanz), können enfalls in Fusinit übergehen, wenn auch zu einem späteren Zeitpunkt als die zuerst genannten Hölzer (Abb. 26 u. 27).

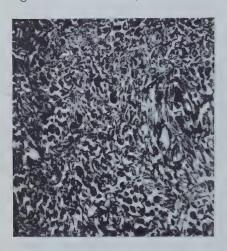


Abb. 19. Im Flözverband zerbrochener
Fusinit. — Steinkohle Ölsnitz/Erzgeb.
— Hellfeld, V = 80.



Abb. 20. Fusinit-Bruchstücke. — Steinkohle Ölsnitz/Erzgeb. — Hellfeld, V=80.



Abb. 21. Fusinit-Bruchstücke. — Steinkohle Ölsnitz/Erzgeb. — Hellfeld, V == 80.

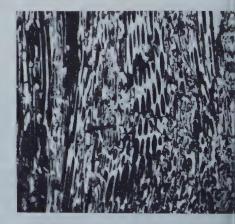


Abb. 22. Fusinit — Steinkohle Ölsnitz/Erzgeb. — Hellfeld, V = 80.

Ob jeweils Fusinit, Hemifusinit oder Vitrinit entsteht, ist vermutlich u. a. vom Belastungsdruck abhängig. So weist z. B. Petrascheck (11) darauf hin, daß die gehobene Scholle von Zwickau ca. doppelt soviel Fusit wie die gesunkene enthält. Vielleicht hat



Abb. 23. Fusinit und Hemifusinit.— Steinkohle Ölsnitz/Erzgeb.— Hellfeld, V=80.



Abb. 24. Humifusinit und Vitrinit. — Steinkohle Zwickau. — Hellfeld, $\tilde{V} = 80$.

der durch geothermische Zersetzung der Kohle bedingte Binnendruck den Belastungsdruck zeitweilig kompensiert und so, der unterschiedlichen Belastung entsprechend, im Bereich der gehobenen Scholle eine stärkere Entgasung bewirkt. Blüher (29) erwähnt, daß an einer Verwerfungskluft in Handlova (Slowakei) auf ca. 80 m die Entgasung stärker ist. Die Kohle besteht hier aus einem Gemenge von Vitrinit und Semifusinit. In diesem Falle ist es nicht einmal notwendig anzunehmen, daß der Binnendruck den Belastungs-



Abb. 25. Fusinit, Hemifusinit und Vitrinit. — Donez-Anthrazit. — Hellfeld, V = 80.



Abb. 26. Fusinit. — Steinkohle Ölsnitz/Erzgeb. — Hellfeld, V = 80.

druck kompensiert bzw. überkompensiert hat. Klüftigkeit des Gebirges genügt bereits zur Erklärung stärkerer Entgasung der Kohle im Bereich von Klüften, weil somit die Gase ausweichen und darüber

hinaus leicht migrieren können.

Von den meisten Kohlenpetrographen wird angenommen, daß Fusit unter relativ trookenen und sauren Bedingungen gebildet worden ist. Nach Stutzer (1) enthalten limnische Flöze mehr Fusit als paralische. Für erstere kann normalerweise ein niedrigerer pH-Wert angenommen werden als für letztere. Nach Petrascheck (30) ist bei kaolinreichem Nebengestein der Fusitgehalt höher als bei kalk- und bentonitreichem. Kaolinreiches Nebengestein weist auf niedrigere pH-Werte hin als kalk- und bentonitreiches. Auf die Beziehungen zwischen Basengehalt, Azidität und biochemischem Inkohlungsgrad von Weichbraunkohlen hat der Verfasser mehrfach hingewiesen (31, 32, 33). Je niedriger der pH-Wert liegt, desto geringer ist der Zersetzungsgrad der pflanzlichen Ausgangssubstanz und desto höher damit der Xylitgehalt der Kohle. Das beste Beispiel hierfür ist das Niederlausitzer Unterflöz. Der pa-Wert ist niedrig (pH 4.5-5.5), und der Xylitgehalt ist hoch. In Mitteldeutschland hingegen ist der pH-Wert relativ hoch (pH 6-8) und der Xylitgehalt gering. Diese Gesetzmäßigkeit gilt allerdings nur unter dem Vorbehalt, daß die Temperatur, das Klima, annähernd konstant ist. Bei Klimaverschlechterung (Temperaturabnahme) z. B. wird die biochemisch bedingte Humifikation gehemmt. Die Folge davon ist, daß selbst bei relativ hohen pH-Werten der Xylitgehalt hoch sein kann.

Damit sollte gesagt werden, daß nach abgeschlossenem biochemischem Inkohlungsstadium (Weichbraunkohlenstadium) von Fall zu Fall mehr oder weniger pflanzliche Zellgewebe noch vorhanden sind, welche die Muttersubstanz für die Hauptmenge des Steinkohlenfusits darstellen. Das weitere Schicksal wird durch Temperatur (Aufheizung des Gebirges) und Druck bedingt. Letzterer hat Einfluß auf das Verhältnis Fusinit: Semifusinit: Vitrinit.

Abschließend soll noch ein Fusit beschrieben werden, der wahrscheinlich nur auf hochinkohlte Kohlen, insbesondere auf Anthrazit, beschränkt ist. So konnte der Verfasser z. B. in Anthrazit vom Donez und von Dobrilugk Fusinit ohne deutliches Zellgefüge teststellen. Der äußeren Form nach handelt es sich um Megasporen, also um Bitumenträger (Abb. 28 u. 29). Nach v. Krevelen (22) verschwinden Markstrahlen und Tracheidenstrukturen des Holzes bereits im Braunkohlenstadium. Suberin, Kutin, Resinit und Exinit hingegen lassen sich noch im Steinkohlenstadium nachweisen. Es kann demnach angenommen werden, daß die Temperaturempfindlichkeit der Bitumina geringer als die von Zellulose, Lignin, Humussäuren und Humaten ist. Die Bitumina wiederum zeigen differenzierte Eigenschaften. Eins der inkohlungsmäßig stabilsten Protobitumina ist



Abb. 27. Fusinit. — Donez-Anthrazit. — Hellfeld, V = 80.



Abb. 28. Fusinitation des Exinits.
Donez-Anthrazit.
Hellfeld polarisiert (Rot I), V = 80.

Exinit, aus dem die Exinen der karbonen Makro- und Mikrosporen bestehen. Im Gasflammkohlenstadium lumineszieren sie bei mittlerer bis starker Intensität gelborange, während die übrige Kohlensubstanz — im Gegensatz zu Braunkohle — völlig lumineszenzfrei ist. Im Anthrazit jedoch zeigen auch die Sporen keine Lumineszenz mehr. Unter Verlust an Flüchtigem haben sie sich im chemischen Aufbau der übrigen Kohlensubstanz genähert und fusinitisches Aussehen angenommen. Die Abnahme der Dichte und die Vergrößerung des

Porenvolumens von der Fettkohle zum Anthrazit ist vielleicht zum Teil auf die Fusinitation der Protobitumina zurückzuführen.

Auf die Umwandlung des Exinits in Fusinit bei fortgeschrittener Thermometamorphose deutet auch die polarisationsmikroskopische Untersuchung (mit Rot I) hin. Anthrazit weist bekanntlich sehr starke Anisotropie auf. Es handelt sich hierbei nicht um Polarisationseffekte von Einzelkristallen, sondern die Anisotropie wird vielmehr durch ein Haufwerk von Kristalliten bedingt, die mikroskopisch nicht auflösbar sind. Die Stärke der



Abb. 29. Fusinitation des Exinits. —
Anthrazit von Dobrilugk. — Hellfeld
polarisiert (Rot I), V = 80.

Anisotropie scheint vor allem vom Ausrichtungsgrad der Kristallite abhängig zu sein, worauf auch Dahme und Mackowsky (34) hinweisen. Die kräftigsten Polarisationseffekte zeigt Vitrinit; die Ausrichtung der Kristallite ist demnach beim Vitrinit am weitesten fortgeschritten. Aus Hölzern entstandener Fusinit hingegen, wie er in den vorangehenden Abschnitten beschrieben worden ist, weist keine bzw. fast keine Anisotropie auf. Bei der Fusinitation der Bitumina jedoch entsteht ein Fusinit, der mehr oder weniger anisotrop ist. Je geringeres Porenvolumen dieser Fusinit besitzt, desto kräftiger ist gewöhnlich die Anisotropie. Auch diese Beobachtung deutet meines Erachtens darauf hin, daß solcher Fusinit zu einem späteren Zeitpunkt als normaler Fusinit entstanden sein muß.

Zusammenfassung

Das Fusitproblem ist jahrelang diskutiert worden, wobei eine große Anzahl von Theorien aufgestellt worden ist. Nur zwei Theorien, nämlich die "Waldbrandtheorie" und die "biochemische Zersetzungstheorie", haben der Kritik standgebalten und sind heute allgemein anerkannt. Sie stehen nicht im Gegensatz, sondern ergänzen sich.

Den beiden Theorien und demgemäß der Genesis des Fusits entsprechend wird sowohl in Stein- als auch in Braunkohlen Waldbrand- und Zersetzungsfusit unterschieden. Der Braunkohlen-Zersetzungsfusit besitzt genetisch und chemisch mit normaler Braunkohle größere Verwandtschaft als mit Waldbrandfusit. Der Verfasser wirft deshalb die Frage auf, ob es nicht zweckmäßiger wäre, bei Weichbraunkohlen lediglich den Waldbrandfusit als Fusit zu bezeichnen. Letzterer besitzt gegenüber allen anderen Gefügebestandteilen der Braunkohle so markante Unterschiede, daß er leicht erkannt werden kann.

Steinkohlen enthalten mehr Fusit als Braunkohlen. Es liegt deshalb die Vermutung nahe, daß ein Teil des Steinkohlenfusits erst während der geochemischen Inkohlung entstanden ist Auf Grund neuerer Erkenntnisse wird die Metamorphose der Kohlen besprochen. Für die Steinkohlenbildung ist demnach die Temperatur der entscheidende Faktor. Druck und Zeit sind von zweitrangiger Bedeutung, dürfen jedoch nicht vernachlässigt werden.

Fusinitation und Vitrinitation (nach v. Krevelen) zeigen in chemischer Hinsicht unterschiedlichen Inkohlungsverlauf. Nach Untersuchungen von Terres u. a. kann angenommen werden, daß gut erhaltene Zellgewebe in einem sehr frühen geothermischen Inkohlungsstadium in Fusit übergehen. Mit Modellversuchen konnte nachgewiesen werden, daß Xylit bei der Verkokung in Fusit überführt wird. Ob bei der geothermischen Inkohlung aus Xylit Fusinit, Semifusinit oder Vitrinit entsteht, hängt vom Zersetzungsgrad und Be-

lastungsdruck ab. Klüftiges Gebirge fördert die Entgasung und damit die Fusinitation. — Je höher die Azidität eines Moores ist, desto größer ist gewöhnlich der Gehalt an Pflanzenrelikten. Damit steht auch der unterschiedliche Fusitgehalt von Steinkohlenflözen in Einklang. — Ein Teil des Fusinits von Anthraziten kann auf Exinit zurückgeführt werden. Die Protobituma sind inkohlungsmäßig sehr stabil und werden erst bei stärkerer Inkohlung entgast.

Schrifttumsverzeichnis

- Stutzer, O., Fusit. Vorkommen, Entstehung und praktische Bedeutung der Faserkohle. — Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie, H. 2 (1929) S. 1—139.
- Schein, H. G., Über die spontane Zündung von Kohlen. Brennstoff-Chemie 32 (1951) S. 298—301.
- Teichmüller, M., Zum petrographischen Aufbau und Werdegang der Weichbraunkohle (mit Berücksichtigung genetischer Fragen der Steinkohlenpetrographie). — Geol. Jahrbuch 64 (1950) S. 429—488.
- Teichmüller, M., Die Anwendung des polierten Dünnschliffes bei der Mikroskopie von Kohlen und versteinerten Torfen. — Handbuch der Mikroskopie in der Technik (Freund), Bd. II, Teil 1 (1952) S. 237—310.
- Fuchs, W., Fortschritte in der Kenntnis der Kohle. Brennstoff-Chemie 32 (1951) S. 12-19.
- Fuchs, W., Wesentliche Variable in der Systematik und in der Entstehung der Kohlen. — Brennstoff-Chemie 34 (1953) S. 161-167.
- 7. Huck, G. u. Karweil, J., Versuch einer Modellvorstellung vom Feinbau der Kohle. Brennstoff-Chemie 34 (1953) S. 97—102 und 129—135.
- 8. Gropp, W. u. Bode, H., Über die Metamorphose der Kohlen und das Problem der künstlichen Inkohlung. Braunkohle 31 (1932) S. 277—284, 299—302 und 309—313.
- 9. Bode, H., Weitere Untersuchungen zur Frage der künstlichen Inkohlung. Braunkohle 34 (1935) S. 489-495.
- Stach, H., Über die Metamorphose der Kohlen und das Problem der künstlichen Inkohlung. Braunkohle 31 (1932) S. 912-917.
- 11. Petrascheck, W., Allgemeine Kohlengeologie. Lagerstättenlehre (W. u. W. E. Petrascheck), Verl. Springer, Wien (1950) S. 261-344.
- 12. Erasmus, P., Über die Bildung und den chemischen Bau der Kohlen. Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie, H. 12 (1938) S. 1-119.
- Terres, E. u. Schultze, K., Beitrag zur Kenntnis des Ablaufs der physikalischen und chemischen Vorgänge bei der thermischen Behandlung von Rohtorfen. Brennstoff-Chemie 33 (1952) S. 353-361.
- 14. Jurasky, K. A., Der Veredelungszustand der sudetenländischen Braunkohlen als Folge vulkanischer Durchwärmung (Diathermische Metamorphose der Kohlen). Mitteilungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Freiberg, H. 20 (1940) S. 1—94.
- 15. Teichmüller, R. u. M., Inkohlungsfragen im Ruhrkarbon. Zeitschrift d. Deutschen Geol. Gesellschaft 99 (1947) S. 40—77.
- Teichmüller, M. u. R., Das Inkohlungsbild des Niedersächsischen Wealden-Beckens. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft 100 (1948) S. 498—517.
- Teichmüller, M. u. R., Zur Fazies und Metamorphose der "Kohlen" im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft 103 (1951) S. 219—232.

 Horst, U., Zur Kohlenpetrographie von Dobrilugk. — Geologie 1 (1952) S. 28-53.

Schwarzbach, M., Teichmüller, M. u. Thomson, P. W., Zur Geologie der tertiären Kohlen Sardiniens. — Neues Jahrb. Geol. Paläontol. (1952) S. 343—356.

20. Viete, G., Geologie und radioaktive Isotope. — Bergakademie 5 (1953)

S. 49 - 57.

21. Mackowsky, M. T., Probleme der Inkohlung. — Brennstoff-Chemie 34 (1953) S. 182-185.

22. Krevelen v., D. W., Graphical-statistical method for the study of structure and reaction processes of coal. — Fuel 29 (1950) S. 269-284.

Seyler, C. A., Vorschläge zur praktischen Anwendung der Kohlenpetrographie. — Brennstoff-Chemie 32 (1951) S. 353—357.

24. Karmasin v., K., Deutung des Fazieswechsels in den Flözen Erda und Ägir auf Grund mikropetrographischer Schlitzprobenuntersuchungen. — Bergbau-Archiv 13 (1952) S. 74—100.

25. Deutsche Bergbauleitung, Atlas für angewandte Steinkohlenpetro-

graphie. - Verl. Glückauf, Essen (1951).

Petrascheck, W., Die Metamorphose der Kohle und ihr Einfluß auf die sichtbaren Bestandteile derselben. — Verl. Springer, Wien, Smn. 156-42 (1947) S. 375-444.

27. Oversohl, W., Beitrag zur Kenntnis der Steinkohlen. — Brennstoff-Chemie 31 (1950) S. 103-111.

28. Rammler, E., Jacob, H. u. Bilkenroth, G., Beitrag zur Mikroskopie des Braunkohlenhochtemperaturkokses. — Freiberger Forschungshefte A 18 (1953) S. 23-35.

29. Blüher, H. J., Die Pechbraunkohle von Handlova in der Slowakei. — Das

Braunkohlenarchiv, H. 43 (1935) S. 11-29.

 Petrascheck, W., Der Einfluß der Fazies der Flözablagerung auf die Eigenschaften der Kohle. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft 104 (1952) S. 1—9.

31. Jacob, H., Die Bedeutung der pH-Wert-Messung als brennstoff-petrographische

Arbeitsmethode. — Die Bergakademie 4 (1952) S. 21-26.

Jacob, H., Mikroskopische Untersuchungen zum Verhalten der Braunkohlengefügebestandteile bei der Brikettierung. — Freiberger Forschungshefte A 13 (1953) S. 28-35.

33. Jacob, H., Zur Methodik von pH-Wert-Messungen an Weichbraunkohlen.

- Bergakademie 5 (1953) S. 280-287.

Dahme, A. u. Mackowsky, M. T., Chemisch-physikalische und petrographische Untersuchungen an Kohlen, Koksen und Graphiten. — Brennstoff-Chemie 30 (1949) S. 141-147 u. 218-225.

Dahme, A. u. Mackowsky, M. T., Chemisch-physikalische und petrographische Untersüchungen an Kohlen, Koksen und Graphiten.
 V. Mikroskopische, chemische und röntgenographische Untersuchungen an Anthraziten. — Brennstoff-Chemie 32 (1951) S. 175-186.

Buchbesprechungen

Goldschmidt, V. M. †, Geochemistry. Herausgegeben von Alex Muir. XI und 730 S. mit 96 Tabellen. Verlag von Geoffrey Cumberlege, Oxford University Press, London 1954. Preis geb. 63 s. Erschienen in "The international series of monographs on physics", herausgegeben von N. F. Mott und E. Bullard.

Der Referent hat nicht ohne Ergriffenheit dieses posthume Werk von V. M. Goldschmidt in die Hand genommen. Jeder, der sich mit Geochemie beschäftigt, kennt das tragische Geschick, das diesen großen Forscher und Menschen getroffen hat. Mit nur zwei Sätzen in seinem Vorwort geht Goldschmidt auf dieses schwere Schicksal ein: "The attempt has been made under difficult circumstances" und "The deterioration of the author's health, in consequence of his experiences during the occupation of his country, made it necessary for him to spend much of his time in hospital and nursing homes". Auch nach seiner Rückkehr nach Oslo konnte er das Manuskript noch nicht völlig druckfertig abschließen, der Tod kam ihm zuvor Es ist daher ein großes Verdienst des Herausgebers A. Muir, daß er sich der großen Mühe unterzogen hat, das von allen Geochemikern schon lange erwartete Werk druckfertig zu machen, zu ergänzen und herauszubringen.

Das Buch zerfällt in 2 Hauptteile. Im Teil I (80 S.) wird behandelt: 1. Zweck und Entwicklung der Geochemie; 2. Verteilung der Elemente während der Entwicklung der Erde; 3. Entwicklung der magmatischen Gesteine; 4. Quantitative Behandlung geochemischer Prozesse; 5. Chemische Zusammensetzung des Kosmos; 6. Grundsätzliches über die Kristallehemie in Beziehung zur Geochemie. Im Teil II wird auf 572 Seiten die Geochemie der Elemente abgehandelt. Ein Literaturverzeichnis (5 S.) ein Verzeichnis der Mineralien und Gesteine (5 S.) und ein Generalindex (7 S.) schließen das Werk ab. Diese Einteilung des Stoffes ist ähnlich der der Geochemie von Rankama und Sahama, sie hat sich auch nach den Erfahrungen des Referenten in Vorlesungen über Geochemie bewährt.

Mit souveräner Stoffbeherrschung wird von diesem Meister der Geochemie das Material dieser Wissenschaft und die Gesetzmäßigkeiten, die in diesem Material ihre Auswirkung finden, vorgetragen. Wie schon immer in V. M. Goldschmidts Arbeiten, wird der Leser durch neuartige und überraschende Gedankenverbindungen und Einsichten stärkstens gefesselt. Der Umfang der Jeochemie ist bereits so erheblich geworden, daß man V. M. Goldschmidts erstem Satze in seinem Vorwort: "It is, of course, very difficult for any single author to cover the whole field of geochemistry" wohl zustimmen muß. Sein Versuch wird wohl der letzte gewesen sein, in dem von einer Hand der Stoff gestaltet wurde.

Ausstattung und Druck des Buches durch Verlag und Druckerei (Clarendon Press, Oxford) sind ganz vorzüglich, und da auch der Preis angemessen erscheint, kann dieses so hoch bedeutsame Werk allen Interessenten auf das wärmste empfohlen werden.

F. Heide.

Evans, R. C., Einführung in die Kristallchemie. Ins Deutsche übertragen von E. Thilo. 307 S. mit 113 Abb. im Text. Verlag von Johann Ambrosius Barth, Leipzig 1954. Preis geb. 14,— DM.

Es hieße Eulen nach Athen tragen, wenn man über die Bedeutung der Kristallchemie für die Mineralogie, die Geochemie und die Chemie viele Worte machen würde. Der Umfang, den diese Wissenschaft in den letzten Jahrzehnten angenommen hat, bewirkt es, daß sie in den normalen Lehrbüchern für Mineralogie, Kristallographie, Geochemie und Chemie nicht mehr in dem nötigen Umfang gebracht werden kann. Zusammenfassende Darstellungen sind daher erwünscht und auch schon mehrfach erschienen.

Die vorliegende Einführung von R. C. Evans vom St. Catharine's College, Cambridge, erfüllt diesen Zweck in ausgezeichneter Weise. Der sehr geschickten und ergänzenden Übersetzung von Prof. Erich Thilo, Berlin, lag die 3. Auflage des 1948 erschienenen englischen Originals zugrunde (1. Aufl. 1939). Das Buch ist in zwei Hauptabschnitte unterteilt. Im ersten Teil werden die allgemeinen Gesetzmäßigkeiten abgehandelt, wobei die zwischenatomaren Bindungskräfte besonders eingehend dargestellt werden, die später auch als Einteilungsprinzip für den Teil II der systematischen Kristallchemie dienen. Auffällig ist, daß im historischen Teil und in den einleitenden Absätzen für einige spätere Abschnitte der Name von V. M. Goldschmidt überhaupt nicht erwähnt wird.

Die 113 Figuren sind durchgängig Strichzeichnungen, die klar und genügend groß ausgeführt sind. Dem Satze des Übersetzers im Vorwort, daß in diesem Buche alle die Begriffe und Zusammenhänge dargestellt werden, die in normalen Lehrbüchern entweder überhaupt nicht gebracht oder als bekannt vorausgesetzt werden, kann der Referent nur zustimmen.

Dem Verlage ist zu danken für eine zweckentsprechende Ausstattung, die es ermöglichte, den Preis des Buches so niedrig zu halten, daß jeder Student oder sonstiger Interessent das Buch erwerben kann.

F. Heide.

H. Seifert, E. Nickel und E. Bruckmann: Studien am "Neuen Lager" der Kieslagerstätte von Meggen (Lenne). Nr. 1 der "Opuscula Mineralogica et Geologica", herausgegeben von E. Nickel, Münster. VII und 70 S. mit 16 Fig. im Text und 28 Abb. auf 9 Tafeln. Verlag G. Feller-Nottuln, Kettwig (Ruhr) 1952. Preis 12,80 DM, für Subscribenten der "Opuscula" 9,60 DM.

Die Pyrit- und Schwerspatlagerstätte von Meggen an der Lenne ist die wichtigste deutsche Kieslagerstätte. Sie galt bisher als mineralogisch monoton und geologisch verhältnismäßig einfach gebaut. Die mineralogischen und chemischen Untersuchungen der drei Verfasser zeigten an vollständigen, dem "Neuen Lager" entnommenen Profilen, daß in mineralogischer Hinsicht doch eine größere Mannigfaltigkeit vorhanden ist, als man früher annahm. Die Ergebnisse der Anschliffuntersuchungen führten zu dem Schluß, daß die Lagerstätte epimetamorph überprägt ist, auch sonst zeigen die zahlreichen gut wiedergegebenen Anschliffbilder interessante Einzelheiten. Die Metamorphose hat im Lager zur Mobilisation von Zinkblende und Bleiglanz geführt. Die zahlreichen chemischen Analysen ergaben, daß die Menge an Metallatomen Zn und Fe im Profil etwa gleichbleibend ist. Die Zinkblende ist z. T. recht eisenarm. In bezug auf die Genesis des Lagers kommen die Verfasser zu dem Schluß, daß es primär gemischt sedimentär-submarin magmatischer Entstehung ist und später metamorph überprägt wurde.

Für die Herbeibringung von neuem, gut fundiertem Tatsachenmaterial durch z. T. recht schwierige und zeitraubende Untersuchungen ist den Verfassern sehr zu danken. Es ist schade, daß die Untersuchungen nur auf das "Neue Lager" beschränkt blieben und daß den Geochemiker besonders interessierende quantitative Angaben über die Spurenmetalle nicht gemacht wurden.

F. Heide.

Fischer, W., Praktische Edelsteinkunde. Nr. III der "Opuscula Mineralogica et Geologica", herausgegeben von E. Nickel. VIII und 187 S. Mit 48 Abb. im Text und 18 auf 3 Tafeln. Verlag G. Feller-Nottuln, Kettwig (Ruhr).

Die Edelsteinkunde ist ein engbegrenztes und durch die Praxis bedingtes Spezialgebiet der Mineralogie, das jedoch insofern von Bedeutung ist, als in ihm mit die ältesten Beziehungen des Menschen zu Mineralien behandelt werden. Neue und authentische Informationen über dieses Gebiet, wie sie in reichem Maße das oben angezeigte Buch von W. Fischer bringt, sind daher auch den Mineralogen willkommen und nützlich, die sich nicht speziell mit dieser Materie befassen. Der Verfasser hatte schon als langjähriger Kustos des Zwingermuseums in Dresden Gelegenheit, sich viel mit Edelsteinen zu beschäftigen. Fünf Jahre Lehrtätigkeit in Idar-Oberstein brachten ihn in engste Berührung mit allen Fragen der Edelsteinkunde, ihm standen außerdem die reichen Erfahrungen der Schleifer und Edelsteinhändler von Idar-Oberstein zur Verfügung.

Das Buch zerfällt in zwei Hauptteile. Der erste, die allgemeine Edelsteinkunde (82 Seiten), behandelt die kristallographischen Grundlagen. Er könnte in einer Neuauflage etwas straffer und kürzer gestaltet werden, ohne für den angegebenen Zweck Schaden zu nehmen. Im zweiten, speziellen Teil werden rd. 60 als Schmucksteine benutzte Mineralien besprochen, mit recht eingehenden Angaben über ihre Verarbeitung. Dem geochemisch interessierten Mineralogen wären hier etwas eingehendere Angaben über die Paragenesen gerade auch der neueren Fundorte erwünscht gewesen. Ein besonderes Kapitel behandelt die synthetischen Steine. Während des Krieges in Deutschland vorgenommene Versuche zur Herstellung von synthetischem Diamant sind noch nicht erwähnt worden. Ferner ist zu bemerken, daß die synthetischen Igmeralde nicht auf hydrothermalem Wege gewonnen wurden.

Das Buch kann Fachleuten wie auch Liebhabern von Edelsteinen wärmstens empfohlen werden. F. Heide.

H. v. Philipsborn: Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äußeren Kennzeichen, mit 3 Hilfstafeln: Morphologische Kennzeichen, chemische Kennzeichen, mikroskopisch-optische Kennzeichen. XXVII und 244 Seiten. Mit 289 Kristallbildern auf 10 Tafeln und 1 Textabb. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele). Stuttgart 1953. In Leinen geb. 17,— DM.

Im Vorwort zur fünften und letzten von ihm selbst bearbeiteten Auflage (1899) schreibt A. Weisbach, daß er die Wahrnehmung gemacht habe, daß die Studierenden beim Bestimmen der ihnen vorgelegten Mineralstufen mit planlosem Nachschlagen und Nachsuchen in mineralogischen Handbüchern viel Zeit verlieren. Um den Studenten ihre Arbeit zu erleichtern, verfaßte er seine "Tabellen zur Bestimmung der Mineralien durch äußere Kennzeichen", bewußt mit dem eben angeführten

beschränkten Ziel. Diese Aufgabe hat A. Weisbach in vollendeter Weise gelöst, wie schon die 13 Auflagen des handlichen und billigen Buches zeigen.

Die Autoren der seit 1948 in rascher Folge erschienenen Mineralbestimmungstafeln (W. Kleber 1948; A. Köhler 1949; A. Schüller 1950; H. v. Philipsborn 1953 scheinen diese beschränkte Zielsetzung nicht anerkennen zu wollen. Schon äußerlich tut sich das kund, aus handlichen Heften sind schon wieder Bücher von dem Umfang fast eines Lehrbuches geworden. Die letzte Auflage der Weisbachschen Tabellen umfaßte 129 Seiten, die Tabellen von Kleber 521 Seiten (Kleinformat), die v. Philipsbornschen Tafeln 271 Seiten, die von A. Schüller 3 Bände! Ein grundlegender Vorteil der Weisbachschen Tabellen wird damit in mehr oder weniger starkem Ausmaße wieder aufgegeben, ob zum Nutzen der Praktikanten, muß wohl etwas bezweifelt werden.

Die Autoren der umfangreichen Bestimmungstabellen können jedoch einwenden, daß die Mineralogiestudenten, bei denen die Tabellen ja vor allem zu didaktischen Zwecken dienen, nicht die einzigen Benutzer sind, sondern daß sie auch den Sammlern und Liebhabern der Mineralien und den der Mineralogie Beflissenen helfen wollen, die irgendwo weit weg von den Hilfsmitteln eines Mineralogischen Instituts Mineralien möglichst sicher bestimmen müssen. Ein Buch mittlerer Dicke, das nur die für die Diagnostik mit einfachen Mitteln nötigen Daten enthält, ist natürlich billiger und leichter zu transportieren, als ein mehrbändiges Werk der speziellen Mineralogie.

Von diesem Standpunkt aus betrachtet, müssen die vorliegenden "Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äußeren Kennzeichen" als wohlgelungen bezeichnet werden. Sie bieten an Stoff erheblich mehr als die von Weisbach, haben aber für die 3 Haupttafeln (S. 1-148) dessen bewährtes Schema (I. Metallisch glänzende Mineralien, II. Halbmetallisch und nichtmetallisch glänzende Minerale mit farbigem Strich, III. Nichtmetallisch glänzende Minerale ohne kennzeichnenden Strich) übernommen. Weggelassen wurde die Weisbachsche Rubrik "Bemerkungen", in der neben der Dichte noch kurze Angaben über Löslichkeit uud Lötrohrverhalten gemacht werden. Das dürfte ein Nachteil für den Gebrauch sein. Zu diesen 3 Haupttafeln treten 3 Gruppen von Hilfstafeln (1. Morphologische Kennzeichen, 2. Chemische Kennzeichen, 3. Mikroskopisch-optische Kennzeichen). Die erste Gruppe enthält u. a. 10 Bildtafeln, die Bilder von 289 Ausbildungsformen von einfachen Kristallen und Zwillingen in klaren und genügend großen Zeichnungen bringen, eine sehr begrüßenswerte Beigabe. In den chemischen Hilfstafeln werden qualitative Reaktionen mit Lösungsmitteln und spezifischen Reagentien, die Perlen- und Flammenfärbungen und das Lötrohrverhalten behandelt (37 Seiten). In Hinblick auf den oben erwähnten Benutzerkreis von Bestimmungstabellen scheint die Beigabe von Hilfstafeln für mikroskopisch-optische Kennzeichen dem Referenten nicht angebracht. Wenn schon ein Polarisationsmikroskop für den Benutzer zugänglich ist, dann ist ja auch eine exakte quantitative Diagnose, solange sie in dem Anwendungsbereich dieser Methode liegt, möglich.

Als nützlich wird eine weitere Tafel empfunden werden, die die Terminologie vergleichend in deutsch, englisch, französisch, italienisch und spanisch wiedergibt. Dem Verfahren des Verfassers, stets den sogenannten internationalen Namen der Minerale in den Tabellen an erster Stelle und im Text immer zu gebrauchen, kann man im Prinzip zustimmen, aber man soll, wie immer in Dingen von lebenden Sprachen, dies Prinzip nicht zu rigoros durchführen. Es ist nicht einzusehen, warum wir plötzlich Sulfur anstatt Schwefel, Cuprum anstatt gediegen Kupfer sagen sollen,

auch der Ersatz von Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies u. a. durch die farblosen englischen Namen sowie auch des Wortes Probe durch Test dürfte kaum erstrebenswert sein. Der Verfasser braucht die alten deutschen Bergmannsnamen selbst entgegen seinem angekündigten Grundsatz mehrfach im Text.

Ausstattung und Druck des Buches ist vorzüglich. Der Preis konnte nur durch einen Druckkostenzuschuß von 13 Stellen ermöglicht werden.

Umfangreiche Tabellen liegen nunmehr in deutscher Sprache in genügender Anzahl vor, erwünscht wäre höchstens noch eine moderne kurze, in der Art der Weisbachschen, zum Preise von wenigen Mark, von der sich jedes Institut 20—30 Stück für seine Praktikanten anschaffen könnte.

Prior, G. T., Catalogue of Meteorites. Zweite revidierte und vermehrte Auflage von H. M. Hey, XXVIII und 432 S. Gedruckt im Auftrage von The Trustees of the British Museum, London 1953. Preis geb. £3:10:—

Im Jahre 1923 kam der von allen Meteoritenforschern hoch geschätzte "Catalogue of Meteorites" von C. T. Prior in der ersten Auflage heraus. Das stark anwachsende Meteoritenmaterial machte bereits 1927 einen "Appendix" notwendig und nach Priors Tod einen "II. Appendix", der von Dr. Max H. Hey herausgegeben wurde und der alle Meteoriten, die bis September 1939 beschrieben worden waren, umfaßte. Seitdem ist das Meteoritenmaterial weiter stark angewachsen, und es ist sehr zu begrüßen, daß der Verfasser nicht einen "III. Appendix", sondern eine vollständige Neuauflage geschaffen hat. Dieser neue Katalog ist ein handliches, für die erste Orientierung über einen Meteoriten sehr brauchbares und recht zuverlässiges Hilfsmittel für jeden, der sich mit Meteoriten zu beschäftigen hat, und Dr. Hey ist sehr zu danken, daß er sich dieser großen Mühe, die die Zusammenstellung eines solchen Buches macht, unterzogen hat.

Außer der alphabetischen Liste der Meteoriten wird einleitend noch eine kurze Geschichte der Meteoritensammlung des Britischen Museums in London gegeben und ferner zwei sehr erwünschte Tabellen, die die Verteilung der bekannten Meteoriten auf die einzelnen Klassen des Systems (Tab. I) und ihre geographische Verteilung (Tab. II) zeigen. Am Schluß des Buches findet sich noch eine ebenfalls sehr erwünschte Liste der nachgewiesenen Meteoritenkrater mit ausführlichen Literaturangaben.

Für die deutschen Meteoriten seien einige Korrekturen angeführt: S. 161, Ibbenbüren ohne h; S. 221, Mainz, Fund 1850 oder 1852; S. 272, Obernkirchen, Bückeberg anstatt Bückerberg; S. 293, Pfullingen ist zu streichen; S. 300, Pohlitz, im Museum (nicht im Gymnasium) Gera sind nur noch etwa 400 g vorhanden.

Druck und Ausstattung des Buches ist vorzüglich, so daß es auch in dieser Hinsicht sehr empfohlen werden kann. F. Heide.

Mägdefrau, Karl, Paläobiologie der Pflanzen. Zweite vermehrte und verbesserte Auflage. V und 438 S. mit 321 Abb. im Text. Verlag von Gustav Fischer, Jena, 1953. Preis geb. 28,— DM.

In der Geochemie spielt z. Zt. die Geochemie der Sedimentgesteine eine wichtige Rolle. Zur Beurteilung der Prozesse, die zur Bildung dieser Gesteine führen, ist nicht selten die Kenntnis der Beschaffenheit der Erdoberfläche in der geologischen Vergangenheit von erheblicher Bedeutung, ob und welches Vegetationskleid sie getragen hat. Weiter kommt organogenes Material aller Art oft selbst als Aufbaustoff

für Sedimentgesteine in Frage. Dem Geochemiker ist es daher willkommen, wenn ihm von paläobotanischer Seite Hilfsmittel zur Beantwortung der in dieser Hinsicht auftauchenden Fragen zur Verfügung gestellt werden.

Das Buch von Karl Mägdefrau, über das von fachmännisch botanischer Seite sehr positive Urteile vorliegen, ist in vorzüglicher Weise geeignet, auch dem Geochemiker Nutzen zu bringen. Der erste Teil (64 S.) behandelt einige allgemeine Probleme, u. a. Phytolithogenese, fossile Pflanzen und Klima, Lebensräume der Gegenwart und Vorzeit. Eine etwas ausführlichere Darstellung des erstgenannten Problemkreises dürfte bei einer Neuauflage zu wünschen sein. In einem Schlußkapitel dieses Teils legt sich der Verfasser recht ausschließlich auf die Wegenersche Hypothese der Kontinentverschiebung fest. Im zweiten Teil (300 S.) bringt er 21 Lebensbilder aus der Pflanzenwelt der Vorzeit, die den Zeitraum von der Unterdevonslora im Wahnbachtal bei Bonn bis zum Federsee und die nacheiszeitliche Waldentwicklung illustrieren. Sie sind flüssig geschrieben, auch für den Nichtbotaniker durchaus lesbar und mit zahlreichen ausgezeichneten und instruktiven Abbildungen und Karten versehen. Am Schluß eines jeden Lebensbildes findet sich ein umfangreiches Literaturverzeichnis. Der dritte Teil (18 S.) behandelt die Entwicklung der Pflanzenwelt im Laufe der Erdgeschichte. Eine Liste der Belegstücke zu den Originalabbildungen und ein ausführliches Register schließt den Band ab.

Es darf nicht unterlassen werden, nicht nur den Verfasser, sondern auch den Verlag von Gustav Fischer zu dem Werk zu beglückwünschen. Deutlicher, klarer Druck mit nur sehr wenig Druckfehlern, technisch ausgezeichnete Wiedergabe, sowohl der Strichätzungen wie der Photos, machen auch visuell das Lesen zu einem Genuß.

F. Heide.

Berichtigung

Zur Arbeit Schüller aus Bd. 16 Heft 4 Tafel XI: Die Abb. 1a und 1b sind zu vertauschen.

Zur Genese von Quarzlagen und ähnlichen Bildungen in Kohlenflözen des Ruhrkarbons

Von Karl Hoehne, Völklingen

Mit 3 Abbildungen im Text und Tafel IX-XVII

In einigen Kohlenflözen des Ruhrkarbons erscheinen unmittelbar in die Kohle eingelagert feinkörnige Quarzlagen, die sich durch ihre außergewöhnliche Horizontbeständigkeit als ausgezeichnete Leitlagen bei der Flözidentifizierung (Ferrari 1936, 1948) bewährt und daher das Interesse zum Studium der Genese dieser charakteristischen Flözmittel angeregt haben. In früheren Arbeiten (Hoehne 1949, 1954 c) konnte auf Grund eingehender mikroskopischer Untersuchungen an Dünn- und Anschliffen der Beweis erbracht werden, daß es sich bei diesen bisher als Quarzsandeinwehungen (Ferrari 1948, Stach 1949) oder Quarzsandeinschwemmungen (Mackowsky 1943, 1947; Röbe-Oltmanns 1952) angesehenen Erscheinungen tatsächlich um Neubildungen von Quarz in Kohlenflözen handelt. Diese Ausscheidung des Quarzes bei niedrigen Temperaturen leitet ihre Stoffzufuhr aus dem Verwitterungszersatz des Karbonmoores her und ist somit entstehungsgeschichtlich als ähnliche Bildung anzusehen wie die bereits makroskopisch ähnlich erscheinenden, ebenfalls in die Kohle unmittelbar eingelagerten Flözmineralisierungen von Siderit, Dolomit (Ankerit), Kalzit, Pyrit, Phosphorit und Kaolinit (Tonstein). Es sind dies sämtlich Mineralneubildungen im Karbonmoor, Flözmitteleinlagerungen, die sich schon bei schwacher Vergrößerung in Ansammlungen langlinsenförmiger, feinkörniger Kristallaggregate auflösen und oft trotz des vielfach ganz verschiedenen Stoffbestandes der einzelnen Mineralbänke auffallend ähnliche Struktur- und Texturbilder zeigen.

Waren diese zunächst auf Grund vorwiegend makroskopischer Beobachtungsergebnisse gewonnenen Überlegungen richtig, so konnte erwartet werden, daß insbesondere auch bei dem eingehenden vergleichenden mikroskopischen Studium der genannten Flözmineralisierungen weitere Anhaltspunkte hierfür gefunden wurden. Bei der Untersuchung der verschiedensten Flözmittel aus zahlreichen europäischen und außereuropäischen Kohlenrevieren fand diese Ansicht ihre Bestätigung. Im folgenden seien hierfür nur einige wenige Beispiele angeführt, die mir aber diese Tatsache um so überzeugender

zu veranschaulichen scheinen. So stellt die Taf. IX, Abb. 1 das Mikro-Anschliffbild einer besonders feinkörnigen Partie der Quarzlage aus Flöz Robert, Zeche Heinrich Robert, Hamm/Westfalen dar, die Taf. IX, Abb. 2 zum Vergleich das einer ebenfalls sehr feinkörnigen Partie der Sideritlage¹) aus Flöz Wilhelm der Zeche Friedrich Joachim, Essen-Kray bei gleicher Vergrößerung (170 fach). In beiden Bildern erkennen wir eine entmischungsartig erscheinende Abscheidung von feinkörnigen Mineralaggregaten in spitzlinsenförmigen Ansamm-



Abb. 1. Umkrustungen von knolligen Apatitaggregaten, z. T. mit fetzenförmigem Querschnitt im Kohlentonstein von Flöz Karl-Unterbank, Zeche Joachim. Anschliff; V=170.

lungen, die untereinander eine auffallende Ähnlichkeit zeigen. In ganz ähnlichen feinkörnigen Aggregaten konnte ich Pyrit-, Ankerit- und Apatitlinsen in randlichen Partien von Torfdolomiten über Flöz Katharina der Zeche Zollverein 1/12, Essen-Katernberg beobachten. Auf die große Wahrscheinlichkeit, daß die Torfdolomite sich aus ursprünglich kolloidalen Lösungen herleiten, lassen unter andern auch die Untersuchungsergebnisse von M. Teichmüller (1952) schließen, während auf eine ähnliche Entstehungsweise der übrigen erwähnten Flözeinlagerungen schon früher (Hoehne 1949) wiederholt hinge-

¹⁾ Auffallend ähnlich sind die Texturbilder feinkörniger Pyriteinlagerungen in Flöz Sarnsbank.

wiesen wurde. Eine weitere typische Erscheinungsform, in welcher die obengenannten Flözmineralisierungen wiederholt angetroffen werden, ist die der rosettenförmigen Umkrustungen, wie sie vorzugsweise bei Quarz (Taf. X, Abb. 3) und Siderit (Taf. X, Abb. 4) feine und feinste Kohlenteilchen einschließend, oft auch in Flözen des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens beobachtet werden konnte. Auch hier ist die Ähnlichkeit beider Mineralabscheidungen durchaus augenfällig. Ähnliche knollige und teils rosettenförmige Umwachsungen von Kohlenund Tonsubstanz durch Apatit gelang es mir erstmalig, auch im Bereich von Ruhrtonsteinen (Taf. X. Abb. 2) festzustellen, deren Identifizierung außer durch chemische Prüfung auch auf röntgenographischem Wege freundlicherweise durch Prof. A. Schüller, Berlin, durchgeführt wurde. Diese knolligen Aggregate von Apatit gehen lokal oft in fetzenförmig erscheinende Einschlüsse (Abb. 1) und schließlich in Ansammlungen scharfer "Splitter" über ganz ähnlich denen, wie sie aus den Kohlentonsteinen von Quarz als "Splitterquarze" bekannt sind. Die gleichen Erscheinungen der Auflösung von knolligen über fetzenförmige zu splitterförmigen Mineralaggregaten trifft man bei Quarz in den Quarzlagen des Ruhrkarbons. Andererseits beobachtet man insbesondere in der Quarzlage von Flöz Robert der Zeche Heinrich Robert Sideritsphärolithe innig umwachsen von Quarzneubildungen (Taf. XI. Abb. 5), so daß man daraus schließen muß, daß die Abscheidung beider Minerale nahezu gleichzeitig erfolgte. An Stelle von Siderit wurde hier oft auch Pyrit in ähnlichen teilweise radialstrahligen Konkretionen angetroffen. Umgekehrt wurden in einer Sideritsphärolithbank des Flözes Merl, Zeche Laurweg bei Aachen, feinkörnige Quarzneubildungen (Taf. XI, Abb. 6) beobachtet, die ihrerseits wiederum auf eine ähnliche Genese gewisser Eisenstein- und Quarzlagen in Kohlenflözen hinweisen. So begegnen uns insbesondere auch bei kohlenpetrographischen Untersuchungen isolierte Einschlüsse (Hoehne 1954b) der genannten Minerale in der Kohle selbst, die auf Grund ihrer charakteristischen Erscheinungsformen auf entstehungsgeschichtliche Verwandtschaftsbeziehungen untereinander schließen lassen.

Eigene Untersuchungen haben ferner ergeben, daß sich in jenen knolligen Torfintuskrustaten der "Torfdolomite" neben Ankerit und bisweilen 2—3% Apatit gelegentlich in den randlichen Partien auch bis zu 80 und mehr Prozent CaCO3 vorfinden kann. Diese "Torfdolomite", die sich also, chemisch gesehen, teils vorwiegend aus Ankerit teils aus Kalzit zusammensetzen, lassen bei der mikroskopischen Untersuchung oft feinste Gefäßtracheiden in großen Mengen und ausgezeichnetem Erhaltungszustand (Taf. XII, Abb. 7) erkennen und deuten durch ihre vielfach erkennbare Zonarstruktur auf Abscheidung aus gelartigen Lösungen (Teich müller 1952). Auch in den ähnlich gebildeten, erstmalig von mir (1951) im Ruhrkarbon aufgefundenen und von M. Teich müller (1952) eingehend bearbeiteten Torfsideri

ten wurden ganze Bündel (Abb. 2) von Gefäßtracheiden in besonders schöner Ausbildung angetroffen und später auch im Aachener Karbon (Flöz Grauweck, Zeche Gouley-Laurweg) in ähnlichen Sideriten von Grebe (1952) festgestellt. Diesen Vorkommen sehr ähnlich sind jene Einschlüsse von Gefäßtracheiden, die in homophanen Kaolinitpartien der Kohlentonsteine (Taf. XII, Abb. 8) auch im Ruhrkarbon (Hoehne 1951/52) häufig auftreten, also in Bergemitteln, die nach früheren Untersuchungen (Hoehne 1948) ebenfalls als Mineralabscheidungen aus vorwiegend kolloidalen Lösungen an-



Abb. 2. Gefäßtracheiden in Torfsiderit. Flöz Blücher, Zeche Consolidation 7. Gelsenkirchen. Anschliff; Ultropak; V = 70.

gesprochen wurden. In diesem Zusammenhang war es für die Klärung der Entstehungsgeschichte der Quarzlagen des Ruhrkarbons besonders wichtig, daß es mir kürzlich auch gelang, in der Quarzlage Flöz Helene (?), Zeche Joachim, Essen-Kray, zahlreiche wohlerhaltene Gefäßtracheiden bei mikroskopischen Anschliffuntersuchungen festzustellen, die sich unbekümmert um die Kornlagerung der einzelnen Quarzaggregate zum Teil in einer Länge von mehreren Millimetern durch die genannte Quarzlage als Reste ursprünglich silifizierter Holzteile erstreckten. Während nun auf entstehungsgeschichtliche Verwandtschaftsbeziehungen zwischen Quarzlagen, Gelgraupen- und Kristalltonsteinen schon früher (Hoehne 1953 a) hingewiesen wurde, erscheint mir dieses Vorkommen der zarten Gefäßtracheiden (Taf. XIII. Abb. 9) neben sehr feinlumigen, völlig mineralisierten Holzzellstrukturen in den genannten Flözmitteln ebenfalls als deutlicher Beweis einer ähnlichen Bildungsweise. Außerdem lassen von Quarz durchtränkte Fusitpartien (Taf. XIII, Abb. 10) sowie mit Quarz stellenweise durchsetzte Sklerotinitlinsen (Taf. XIV. Abb. 11) deutlich erkennen, daß es sich keineswegs um eingewehten oder eingeschwemmten Quarzsand handelt, wie unter anderen Röbe-Oltmanns (1952) annimmt, sondern um ausgesprochene Quarzneubildungen, wie insbesondere auch sämtliche aus der Quarzlage, Flöz Kreftenscheer 2, der verschiedensten Ruhrzechen untersuchte Proben ergaben (Hoehne

1954 a).

Recht bemerkenswert für die Bildungsweise der Quarzlagen ist ferner auch, daß diese nicht durchgehend verkieselt sind, sondern daß in den meisten Fällen eine Abscheidung von SiO2 von zahlreichen "verschiedenen Attraktionszentren" aus anscheinend gleichzeitig erfolgte, so daß die bekannte feinkörnelige Struktur entstand, wie sie ähnlich aus Braunkohlenflözverkieselungen des Jungtertiärs Kärntens (Hoehne 1953 b) kürzlich bekanntgeworden sind. Überdies werden all die genannten Flözmittel durch ihre ganz überwiegend monomineralische Ausbildung charakterisiert, wobei nur untergeordnete Mengen eines anderen als des Hauptminerals in einer jeden der erwähnten Flözmineralisierungen als akzessorische Beimengungen angetroffen werden. Immerhin deuten aber hier ebenfalls ähnliche Erscheinungsform und innige Verwachsung gleichzeitig auch auf eine ähnliche Genese.

Es würde zu weit führen, die genetischen Parallelen der oben aufgezählten Bergemittel untereinander, wie sie sich bei vorliegenden mikroskopischen Untersuchungen in den verschiedensten Erscheinungen offenbarten, im einzelnen hier anzuführen. Indessen scheint es recht interessant und aufschlußreich nach Erkenntnis dieser vielen genetisch verwandten Züge, die im Verlaufe der Bildung des Karbonmoors darin erfolgte Mineralisierung einmal unter dem Gesichtspunkt der Stoffbilanz zu betrachten und zu überlegen, auf Grund welcher physikochemischer Gegebenheiten sich in dem einen Falle Lagen von Quarz, im anderen Siderit, Ankerit, Pyrit, Kaolin usw. gebildet haben (vgl.

M. u. R. Teichmüller 1952).

Der schon früher (Hoehne 1949) erkannte, aber von verschiedenen Seiten (Mackowsky 1947, Röbe-Oltmanns 1952) bestrittene Charakter einer Mineralneubildung der Quarzlagen im Ruhrkarbon hat nun nach neueren Untersuchungen auch eine weitere sehr eindeutige Bestätigung erfahren. So erwiesen sich für die Klärung der Entstehungsgeschichte derartig dünner, aber weitaushaltender Quarzlagen im Ruhrkarbon neue Erkenntnisse als besonders aufschlußreich, die auf Grund mikroskopischer Ergebnisse der bereits 1949 beschriebenen stratigraphisch wichtigen Quarzlage in Flöz Robert der Zeche Heinrich Robert, Hamm, gewonnen wurden. In zahlreichen Anschliffen dieser Flözmineralisierung wurde beobachtet, daß Quarz vom Hangenden und Liegenden her in keil- und zapfenförmigen Partien in angrenzende Vitritlagen hineingewachsen ist und sie teilweise weitgehend verdrängt hat (Taf. XIV, Abb. 12). Diese sonderbare Erscheinung läßt sich auf keine Weise durch einfache Quarzsandeinschwemmung oder -einwehung erklären. Von einem Quarzkeil sich zum anderen windend, gewahrt man guirlandenförmige Ketten langgestreckter Quarzaggregate (Taf.XV, Abb. 13), die wohl etwas früher abgeschieden wurden und danach durch das Wachstum der nachfolgenden kompakteren Quarzzapfen nach vorn geschoben und aus ihrer ursprünglich gerade und parallel zur Ablagerungsfläche der Kohle verlaufenden Richtung in stark ausgebogte Streifen umgeformt wurden. Diese zapfenförmigen Quarzaggregate sind teils dicht, teils lassen sie eine schlierige, drusenförmige Textur (Taf. XV, Abb. 14) mit feinst zwischengelagerten Verdrängungsresten von Kohle erkennen. Mitunter schließen die Quarzkeile auch größere



Abb. 3. Sideritsphärolithen mit verdrängter kohliger Substanz im Kern (schwarz). Flöz Röttgersbank, Zeche Dannenbaum/Ruhr. Dünnschliff; V=135.

Fusitpartien ein, die dann unmittelbar in der Masse des Quarzes eingebettet und von letzterem innig durchdrungen erscheinen. Durch diese aufschlußreichen Texturbilder ist der Wachstumsmechanismus der kohleverdrängenden Quarzneubildungen in besonders schöner und anschaulicher Weise festgehalten. Ähnliche zapfenförmige Verdrängungserscheinungen — hier von verkieseltem Fusit — durch Quarz (Taf. XVI, Abb. 15) beobachtete ich wiederholt in dem Kohlenvorkommen von Manebach/Thüringen (G o t h a n und G i m m 1952), das ebenfalls sehr schön verkieselte Zellgewebe und Gefäßtracheiden zeigte, ganz ähnlich wie die Quarzlagen im Ruhrkarbon. Diese ähnlichen zapfenförmigen Verdrängungstexturen in der Manebacher Kohle und in Flöz

Robert der Zeche Heinrich Robert, Hamm, deuten meines Erachtens auch auf ähnliche entstehungsgeschichtliche Vorgänge bei der Bildung der Manebacher Flözverkieselung einerseits und der Quarzlagen im Ruhrkarbon andererseits¹).

Neben mikroskopischen Anschliffuntersuchungen wurden von den verschiedenen oben erwähnten Flözeinlagerungen auch Dünnschliffuntersuchungen durchgeführt. Hierbei ließen sich in den Quarzlagen des Ruhrkarbons feinfaserige Umwachsungsstrukturen (Taf. XVI, Abb. 16) von Makro-, Mikrosporen, Kutikulen und anderen Komponenten des Karbontorfs erkennen. Sodann beweisen die strahlenförmigen Einschlüsse von Bitumen in den Quarzknöllchen (Taf. XVII, Abb. 17) eindeutig, daß ein Wachstum des Quarzes im Flöz stattgefunden hat. Die charakteristischen Fasertexturen deuten ihrerseits auf eine Entstehung aus ursprünglich kolloidalen Lösungen und wurden in auffallend ähnlicher Ausbildung auch in zahlreichen Dolomit- (Ankerit-) (Hoehne 1953 c) und Sideriteinlagerungen (Abb. 3) in Ruhrkohlenflözen (Hoehne 1951) angetroffen, wie die in letztgenannter Arbeit (als Abb. 12) gebrachte Mikroaufnahme des Dünnschliffs einer sideritisierten Stigmarie klar erkennen läßt. Am auffallendsten jedoch treten die genetischen Verwandtschaftsbeziehungen der oben erwähnten Flözminerale untereinander in den indischen Driftkohlen der Gondwanaformation (unteres Perm) in Erscheinung. Bei kohlenpetrographischen Untersuchungen zahlreicher verschiedener Vorkommen dieser eigenartigen Kohlen aus den Becken von Iharia, Giridih, Bhalgora und Setalpur ließ sich feststellen, daß hier die mineralischen Aschenträger annähernd über den ganzen Flözquerschnitt in der Regel ziemlich gleichmäßig und in sehr inniger Verwachsung mit der Kohle verteilt sind, so daß ihre aufbereitungstechnische Trennung von letzteren große Schwierigkeiten macht und nur bis zu einem gewissen Grade durchführbar ist. Diese charakteristische Eigenschaft beruht auf der besonderen Entstehungsgeschichte jener "Verschwemmungskohlen". Durch intensive Zersetzung klastischer Sedimente im Bereich der genannten Driftkohlenflöze haben sich die daraus entstandenen Verwitterungslösungen mehr oder weniger innig mit dem ursprünglichen Torf der Gondwanaformation vermischt und insbesondere in den porenreichen Streifenarten mit hohem Anteil an Inerten (Semifusinit, Fusinit, Sklerotinit, Mikrinit), also vorzugsweise im Durit und seinen Übergängen zum Clarit als feinverteilte Mineralneubildungen abgeschieden. So wurden hier in bunter Mannigfaltigkeit in der Kohle nebeneinander kaolinisierte Zellgewebe, Kaolinitgraupen und -kristalle, Quarzaggregate, Sideritsphärolithe, Pyritkonkretionen und Apatitknöllchen neu

¹⁾ Kürzlich gelang es mir auch, eine neue recht charakteristische Quarzlage (Ø etwa 20 mm) in der Fettkohlenpartie (Vitrit der angrenzenden Kohle = 23,3% flüchtige Bestandteile waf) der Zeche Neumühl, Duisburg, aufzufinden, deren genaue flözweise Einstufung zur Zeit noch aussteht.

gebildet (H o e h n e 1953 d), die in dieser Paragenese untrügliche Züge einer verwandten Entstehungsgeschichte erkennen lassen.

Zusammenfassung

Auf Grund von mikroskopischen An- und Dünnschliffuntersuchungen wurden ähnliche Texturen, Strukturen und zum Teil Einschlüsse pflanzlicher Gefäßtracheiden in mineralischen Flözeinlagerungen der verschiedensten Art, wie Quarz, Pyrit, Siderit, Dolomit (Ankerit), Apatit und Kaolinit, festgestellt. Diese Erscheinungen lassen auf eine ähnliche Entstehung der beschriebenen Mineraleinlagerungen in den Kohlenflözen schließen. Es handelt sich danach bei den genannten Erscheinungen überwiegend um Mineralneubildungen, die ihre Stoffzufuhr mehr oder weniger ein und demselben Vorgang verdanken, dem Verwitterungsprozeß klastischer Sedimente im Bereich der Karbonmoore.

Literaturverzeichnis

- Ferrari, B., und Raub, Flözgleichstellung auf petrographischer Grundlage unter Benutzung einer neu gefundenen Leitschicht. Glückauf 72 (1936), 1097—1102.
- Ferrari, B., Flözgleichstellung im Osten des Ruhrkohlenbezirks auf Grund neuartiger Leitschichten. Glückauf 81/84 (1948), 216—228.
- Gothan, W., und Gimm, O., Über verkieselte Kohle des Manebacher Oberflözes. Sitzgsber. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin 2 (1952), 1—15.
- Grebe, W. H., Tektonik und Fazies im Wurmrevier (Aachener Steinkohlenbezirk). Dissertation a. d. Techn. Hochschule Aachen (1953), S. 1—84.
- Helmers, J., und Ottemann, J., Die Kristallisation des Quarzes bei niederen Temperaturen. Silikattechnik 3 (1952), 51—56.
- Hoehne, K., Die Entstehungsgeschichte der Tonsteine und ihre vermeintliche Abkunft von vulkanischen Gläsern, Aschen und Tuffen. Glückauf 81/84 (1948), 422—429.
- Hoehne, K., Bildungsweise der körnigen Quarzlage im Horizont des Flözes Ida (Westfal A) der mittleren Fettkohlengruppe Westfalens. Glückauf 85 (1949), 661—676.
- Hoehne, K., Auffindung strukturzeigender Siderithölzer in Flözen der mittleren Fettkohlen- sowie der unteren Gasflammenkohlengruppe Westfalens. Glückauf 87 (1951), 977—983.
- Hoehne, K., Auffindung neuer Tonsteinlagen im rheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet und ihre Bedeutung für eine einheitliche Flözbezeichnung des Ruhrkarbons. Decheniana 105/106 (Bonn 1951/52), 33—48.
- Hoehne, K., Entstehungsgeschichtliche Verwandtschaftsbeziehungen zwischen Quarzlagen, Gelgraupen- und Kristalltonsteinen. Bergbau-Rundschau 5 (1953 a), 506—511.
- Hoehne, K., Jungtertiäre, Kieselhölzer" in den Rosenbacher Kohlenschichten bei Latschach ob dem Faaker See in Kärnten. Geologie (Berlin 1953 b), 185—189.
- Hoehne, K., Kristalltonstein, Quarzgestein und Dolomit in den Flözen des Aachener Steinkohlenreviers. Bergbau-Rundschau 5 (1953 c), 8—12.
- Hoehne, K., Kaolinkristalle und Quarzneubildungen in indischen Steinkohlen. Z. Chemie der Erde 16 (1953 d), 211—222.

- Hoehne, K., Die Quarzlage im Flöz Kreftenscheer 2 der Eßkohlenschichten des Ruhrkarbons eine Flözverkieselung. Geologie (Berlin 1954 a), S. 3—27.
- Hoehne, K., Vorkommen vereinzelter Kaolinlinsen und -kristalle in Kohlenflözen. N. Jb. Geol. u. Pal. (1954 b), im Druck.
- Hoehne, K., Zur Neubildung von Quarz in Kohlenflözen. N. Jb. Geol. u. Pal. (1954 c), 99, S. 209—222.
- Mackowsky, M. Th., Mineralogie und Petrographie als Hilfsmittel für rehstoffliche Kohlenforschung. Bergbau-Archiv 5 6 (Essen 1947, Verlag Glückauf), 105-117.
- Mackowsky, M. Th., Mikroskopische Untersuchungen über die anorganischen Bestandteile in der Kohle und ihre Bedeutung für Kohlenaufbereitung und Kohlenveredlung. Arch. bergb. Forsch. 4 (Essen 1943), 1-16.
- Röbe-Oltmanns, G., Verbreitung und Ausbildung eines Quarzhorizontes in Flöz Kreftenscheer. Glückauf 89 (1952), 1200-1212.
- Schüller, A., Die Tonsteine aus den Steinkohlenflözen von Dobrilugk und ihre Entstehung. Arch. Lagerst. Forsch. (1950) und Heidelberger Beitr. 2 (1951), 413-427.
- Schüller, A., Zur Nomenklatur und Genese der Tonsteine. N. Jb. Min. Mh. 5 (1951), 97—109.
- Stach, E., Lehrbuch der Kohlenmikroskopie, Bd. I (1949) (Verlag Glückauf, G. m. b. H., Kettwig).
- Teichmüller, M., Versteinerte Torfe und die aus ihnen entstandenen Kohlen im Auflicht und Durchlicht. — In: Freund, H., Handbuch der Mikroskopie in der Technik (Umschau-Verlag, Frankfurt a. M. 1952).
- Teichmüller, M.u.R., Meyer, H., und Werner, H., Der erste Tonsteinfund im Aachener Revier und die Frage nach der Entstehung der Graupen- und Kristalltonsteine. Geol. Jb. 66 (1952), 723-736.

Tafelerklärung

Tafel IX

- Abb. 1: Entmischungsartige Linsen neugebildeter feinkörniger Aggregate von Quarz (grau) in Kohle (weiß). Quarzlage Flöz Robert, Zeche Heinrich Robert, Hamm, Westfalen. Anschliff; V = 170.
- Abb. 2: Linsen feinkörniger Sideritaggregate (grau) in Kohle (weiß). Sideritlage Flöz Wilhelm, Zeche Friedrich Joachim, Essen-Kray. Anschliff; V = 170.

Tafel X

- Abb. 3: Rosettenförmige Umkrustung von neugebildeten knolligen, feinst: Einschlüsse von Kohlensubstanz führenden Quarzaggregaten (grau) in Kohle (weiß). Quarzlage Flöz Kreftenscheer 2, Dahlhauser Tiefbau, Bochum-Dahlhausen. Anschliff; V = 170.
- Abb. 4: Rosettenförmige Umkrustung von knolligen Sideritaggregaten. Bereits ohne Nicols erkennt man die Korngrenzen des anisotropen Minerals. Sideritlage in einer USA-Gaskohle (Pocahontas?). Anschliff; V = 170.

Tafel XI

- Abb. 5: Schliernförmige Quarzneubildungen (grau) umwachsen einen Sideritsphärolith (Bildmitte, etwas dunkler weiß) in Kohle (weiß). Quarzlage Flöz Robert, Zeche Heinrich Robert. Anschliff; V = 170.
- Abb. 6: Teil einer Sideritsphärolithlage mit dünnen Vitritschlieren (weiß); links unten: Quarzneubildung (dunkel, hohes Relief). Flöz Metl, Zeche Laurweg b. Aachen. Anschliff; V = 170.

Tafel XII

- Abb. 7: "Torfdolomit" mit eingebetteten Gefäßtracheiden. Flöz Katharina, Zeche Zollverein 1/12, Essen-Katernberg. Anschliff; bei + Nicols; V = 170.
- Abb. 8: Gefäßtracheiden in homophaner Kaolinitpartie eines neu aufgefundenen Leverrierit-Tonsteins; Ensdorf/Saar (Stefan A). Anschliff; V = 170.

Tafel XIII

- Abb. 9: Gefäßtracheiden in neugebildetem Quarzaggregat. Quarzlage Flöz Helene (?), Zeche Joachim. Anschliff; V=170.
- Abb. 10: Fusitpartie (weiß) mit quarzgefüllten (grau) Zellhohlräumen. Quarzlage Flöz Kreftenscheer 2, Zeche Blankenburg, Niederholthausen bei Hattingen/Westfalen. Anschliff; V=170.

Tafel XIV

- Abb. 11: Sklerotinitlinse (Bildmitte, hellweiß), deren Hyphenknäuel in regelmäßigen Abständen von Quarzneubildungen (dunkelgrau) durchsetzt werden. Quarzlage Flöz Kreftenscheer 2, Blankenburg. Anschliff; V=170.
- Abb. 12: Zapfenförmige Quarzneubildungen (schwarz) verdrängen vom Hangenden und Liegenden her Kohlenpartien (weiß). Quarzlage Flöz Robert, Zeche Heinrich Robert, Hamm. Anschliff; V=4.

Tafel XV

- Abb. 13: Kegelförmige Quarzneubildungen (dunkel) verdrängen Kohle (weiß) und dünne bereits etwas früher gebildete Quarzschlieren, letztere vor sich herschiebend. Quarzlage Flöz Robert, Zeche Heinrich Robert. Anschliff; $\mathbf{V}=40$.
- Abb. 14: Zapfenförmige Quarzneubildung mit schlierig-feindrusiger Textur. Quarzlage Flöz Robert, Zeche Heinrich Robert. Anschliff; V=170.

Tafel XVI

- Abb. 15: Neugebildeter Quarz schiebt bereits etwas früher verquarzte fusitische Kohlenpartie verdrängend vor sich her, in letztere zapfenförmig eingreifend. Flözverkieselung der Kohle Manebach/Thür. Anschliff; V=170.
- Abb. 16: Faserige Umkrustungen von Mega-, Mikrosporen und Kutikulen (schwarz) durch Quarz (weiß). Quarzlage Flöz Kreftenscheer 2, Blankenburg- Dünnschliff bei + Nicols; V=85.

Tafel XVII

- Abb. 17: Neubildungen von Quarz (weiß) mit bituminösen Einschlüssen (dunkel). Quarzlage Flöz Kreftenscheer 2, Dahlhauser Tiefbau. Dünnschliff; V=170.
- Abb. 18: Feinste wohlerhaltene Holzzellgewebe mit Gefäßtracheiden (weiß) durch Quarz (grau) verkieselt. Kohle vom Manebacher Oberflöz in Thüringen. Anschliff; V=170.

Einfluß der Korngröße auf das Absorptions vermögen der tschechoslowakischen Baryte

Von Vladimír Potůček und Jaroslav Slaba, Kyje bei Prag

Mit 7 Abbildungen im Text

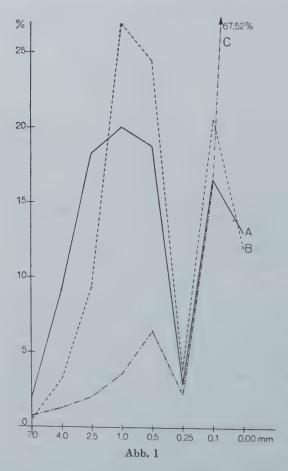
Das basische Absorptionsmaferial, welches in der Technik der Schutzmörtel für röntgenologische Arbeitsstätten Verwendung findet, ist Baryt, ein Mineral mit einem Gehalte von ca. 84% BaSO4 und Spuren von BaO und von einem spezifischen Gewichte von durchschnittlich 4,0-4,5 g/ccm. Es wird an einer ganzen Reihe von Fundplätzen in den USA, SSSR, England, Deutschland, Italien, Tschechoslowakei und anderswo vorgefunden. Für Schutzzwecke gegen ionisierende Strahlung wird ein Gemisch von Baryt und Zement, d. i. die sogenannten Barytbetone, verwendet, welche insbesondere in England und Deutschland studiert wurden, jedoch nur hinsichtlich der Mischverhältnisse und des Absorptionsvermögens in einem bestimmten Bereiche der Strahlungshärte (z. B. 100-1000 kV) und Gamma-Strahlung des Radiums und seiner Transmutationsprodukte. Aus diesen Arbeiten folgten die Tabellen der Äquivalentstärken des Materials, welche als Basis der tschechoslowakischen Norm 34 1720 (1), die von den englischen Reccomandations (2) abgeleitet ist, dienen. In diesen Reccomandations werden zwei Barytsorten verschiedener spezifischer Gewichte und gewisser zahlenmäßig nicht näher bestimmter Korngrößen studiert. Es wird lediglich der grobkörnige und feinkörnige Anteil angegeben, ohne Rücksicht auf die genaue Festlegung der Korngröße und deren Einfluß auf das Absorptionsvermögen.

Aus diesen Gründen und auch deshalb, weil diese Frage in der zugänglichen Literatur bisher nicht systematisch behandelt wurde, haben wir in dieser Arbeit den Einfluß der Korngröße auf das Absorptionsvermögen unter Voraussetzung der gegebenen chemischen Zusammensetzung der studierten Baryte und für einen bestimmten Spannungsbereich behandelt. Das gestellte Ziel war, den Anteil der einzelnen Korngrößen zahlenmäßig festzulegen, sowie deren Gewichtsanteile in Mischungen für Schutzmörtel mit optimalen Absorptionseigenschaften zu bestimmen.

Es ist selbstverständlich, daß diese Arbeit lediglich den physikalischen Teil behandelt und den chemischen Teil, welcher den Gegenstand einer weiteren Arbeit bilden soll, vorläufig nicht berücksichtigt.

Experimenteller Teil

Verwendet wurden drei Sorten tschechoslowakischer Baryte aus handelsüblichen Lieferungen für Schutzmörtel, welche je nach Pro-



venienz mit A, B, C bezeichnet sind. Die einzelnen Korngrößen wurden mittels eines Satzes von kaskadenartigen Sieben Maschengröße

7,0 4,0 2,5 1,0 0,5 0,25 0,1 mm

aussortiert und der perzentuelle Anteil in einer Tabelle (Tab. 1) festgelegt, nach welcher dann die perzentuellen Mengen der einzelnen Korngrößen graphisch dargestellt wurden (Abb. 1).

Tabelle 1

Korngröße	Rest auf dem Sieb in %					
in mm	Baryt A	Baryt B	Baryt C			
über 7,01)	2,00	0,49	0,75			
,, 4,0 bis 7,01)	9,17	3,19	1,28			
,, 2,5 ,, 4,0	18,16	9,32	2,00			
,, 1,0 ,, 2,5	19,96	26,72	3,55			
,, 0,5 ,, 1,0	18,62	24,27	6,38			
,, 0,25 ,, 0,5	2,93	3,82	2,18			
,, 0,1 ,, 0,25	16,32	20,40	16,21			
Rest unter 0,1 mm	12,84	11,79	67,65			
Total	100,00	100,00	100,00			

¹⁾ Körner über 4 mm wurden auf Größe bis 4 mm präpariert und kommen daher in der folgenden Tabelle nicht mehr vor!

Die Tabelle weist zwei Mindestwerte des perzentuellen Anteiles der Korngrößen auf: bei den Korngrößen 7.0 mm und 0,25 mm; eine weitere Konformität im gegenseitigen Vergleich aller drei Sorten kommt nicht vor. Der grobkörnige und feinkörnige Anteil wurde wie folgt bestimmt:

-	grobkörniger Anteil	feinkörniger Anteil	Teile	Zement	
Baryt B	Körner 0,5—4,0 mm Körner 1,0—7,0 mm nicht präpariert auf gr	Körner unter 1,0 mm	je 2 je 2 4	1 1 1	

Aus dem aussortierten Material wurden bei Laboratoriumstemperatur — unter Zugabe von Hochofenzement und Wasser bis zur Mörtelkonsistenz — Teste in der Größe von $100\times100\times10$ mm (für Röntgenaufnahme) und $142\times142\times20$ mm (für Bleiäquivalentmessung) sowie zylindrische Körperchen für die Festsetzung des Volumengewichtes nach Tetmajer angefertigt. Das Mischverhältnis mit Zement war 1:4 und auf Grund der Analyse wurden die Korngrößen derart angewendet, daß deren perzentueller Anteil in den Gemischen dem handelsüblichen Barytschrott entsprach.

Die Testaufnahmen wurden bei 85 k $V_{\rm eff}$, f=100 cm, 360 mAs, auf dem Fotochema-Indux-Film mit Auer-FZ 39 Folien angefertigt; die Aufnahmen wurden für die einzelnen Barytarten wie folgt geordnet: A, B, C und Korngrößen

Übersichtsaufnahme zum Vergleich aller drei Barytsorten siehe Beilage! Die Bleiäquivalentsmessung wurde auf einer Siemens-Stabilivolt-Anlage mit Hilfe der Substitutionsmethode im Bereich von 100, 130 und 180 kV $_{\rm eff}$ unter Benutzung von kalibrierten Pb-Normalen vorgenommen; Präzision der Messung \pm 0,02 mm Pb.

Die Bleiäquivalentswerte für die gegebenen Spannungen und die Werte der Volumengewichte wurden tabellarisch (Tab. 2) und graphisch (Abb. 2) dargestellt. Besonders die Werte der Volumengewichte in

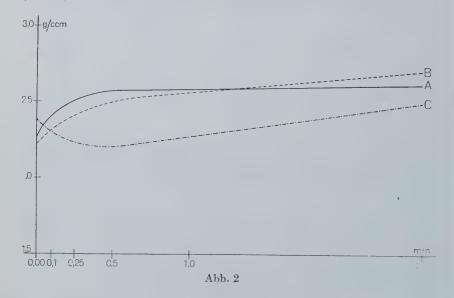


Tabelle 2

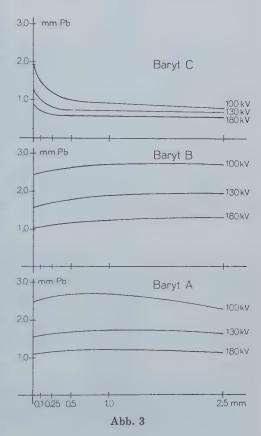
Korngröße	Volu	menge	wicht	Bleiäquivalent (mm Ph) für die Spannung in kVeff								
Tromgrouse	in g/cem		100		130		180					
in mm	A	В	C	A	В	C	A	В	C	A	В	C
2,5 —4,0 1,0 —2,5 0,5 —1,0 0,25—0,5 0,1 —0,25 unter 0,1	2,60 2,49 2,57 2,50 2,45 2,27	2,69 2,45 2,50 2,38 2,34 2,22	2,45 2,35 2,31 2,22 2,28 2,37	2,27 2,67 2,64 2,62 2,60 2,47	2,65	0,98		1,80	0,64 0,77 0,78 0,79 0,93 1,31	1,18 1,14	1,24 1,16 1,05	0,52 0,60 0,59 0,60 0,64 0,91

Abb. 2 weisen die typischen individuellen Eigenschaften der studierten Baryte aus:

- 1. Bei den A- und B-Typen steigt mit den steigen den Korngrößen auch das Volumengewicht (von unter 0,1 bis zu 0,5 mm) und bleibt von dieser Korngröße an beinahe konstant;
- bei der Type C ist dies umgekehrt, das Volumengewicht bis zur Korngröße von 0,5 mm fällt und beginnt erst von diesem Werte an zu steigen.

Wir erwähnen, daß beim Mischverhältnis 1:4 die Ergebnisse der Studie über Durchlässigkeit der ionisierenden Strahlung (5) neuerdings bestätigt werden. Der Verlauf des Bleiäquivalents bei 100, 130 und 180 kV_{eff} wurde in Abhängigkeit an der Korngröße graphisch dargestellt (Abb. 3). Hier zeigt sich wieder die Individualität der einzelnen Barytsorten, und wir können nach endgültiger Bewertung konstatieren:

1. Die Korngröße - bei der gegebenen chemischen Zusammensetzung - ist der entscheidende Faktor für das Absorptionsvermögen der einzelnen Sorten tschechoslowakischer Baryte und ihr Einfluß ist völlig individuell. Bei der Barytsorte A vermindert sich das Absorptionsvermögen mit zunehmender Größe des Kornes, bei der Sorte B wächst das Absorptionsvermögen lediglich bis zu einer gewissen Korngröße. Es ist bemerkenswert, daß bei all den drei Barytsorten die Inflexion des Äquivalentsverlaufes bei der Korngröße von 0,25 mm - d. i. bei der perzentuell geringsten Menge - erfolgt.



2. Die tschechoslowakischen Baryte A, B, C

sind daher bei Anwendung für Schutzmörtel für röntgenologische Arbeitsstätten ganz individuelle Materialien, und ihr Absorptionsvermögen im Spannungsbereich von 100—180 kV_{eff} ist von der Korngröße abhängig. Dies hat einen unbestreitbaren Einfluß auf die Zubereitung von Gemischen für den Bau von Schutzwänden. Es ist notwendig, das Material vorerst auf genaue Korngröße auszusortieren, d. h. den sogenannten grobkörnigen und feinkörnigen Anteil zahlenmäßig auszudrücken.

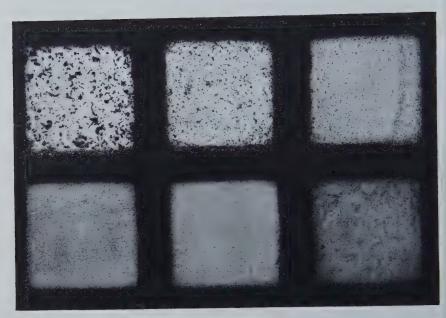


Abb. 4



Abb. 5

- 3. Die bisher rein experimentellen Ergebnisse weisen auf die Notwendigkeit weiterer Studien der chemischen Quantität zum Zwecke der weiteren theoretischen Forschung hin.
- 4. Aus diesen Ergebnissen geht weiter hervor, daß die Korngröße ein schwerwiegender Faktor in bezug auf das Absorptionsvermögen ist und daß es zweckmäßig wäre, auch die ausländischen Baryte einem ähnlichen Studium zu unterwerfen, da die diesbezüglichen literarischen Angaben sehr spärlich sind.



Abb. 6

Literatur

- 1. Československá státní norma 34 1720. Praha (1953).
- 2. Reccomandation of The British X-Ray and Radium Comitee. London, February (1943).
- 3. Bauer, ABC der Röntgentechnik. Leipzig (1948).
- 4. Neumann, Enzyklopedie der Technischen Chemie, Bd. II. Berlin (1915).
- 5. Potůček-Slaba, Studie závislosti ionisační propustnosti na objemové váze absorpční omítky. Acta Radiologica et ('ancerologica Bohemoslovenica VII, 2. Fraha (1953).

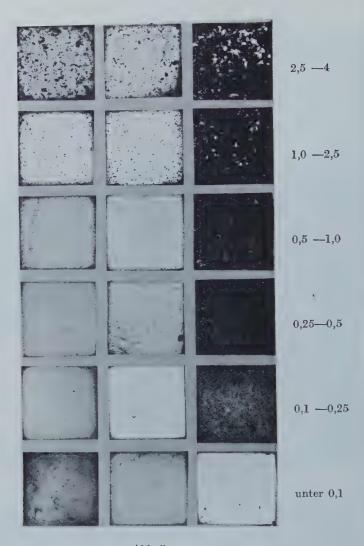


Abb. 7

- 6. Potůček-Slaba, Zpráva o výzkumu československých barytů co do vlivu velikosti zrna na jejich absorpční mohutnost. Stavivo, 2. Praha (1954).
- Michal-Vebersík, Bezpečnost práce ve zdravotnictví. ROH. Praha (1953).

Forschungslaboratorium des volkseigenen Unternehmens Sběrné suroviny (Sammelrohstoffe) — Kyje bei Prag

Zur Geochemie oxydischer Eisenerze

Von F. Hegemann und F. Albrecht

Mit 5 Abbildungen im Text

Mitteilung aus der Forschungsstelle für Geochemie am Mineralogisch-Geologischen Institut der Technischen Hochschule München

- I. Einleitung.
- II. Spektrographische Analysen.
 - 1. Untersuchungsmaterial.
 - 2. Analysenverfahren.
 - 3. Genauigkeit und Nachweisempfindlichkeit.
 - 4. Graphische Darstellung der Analysenergebnisse.
- III. Geochemische Untersuchungen.
 - 1. Bedeutung der geochemischen Leitelemente.
 - 2. Akzessorische Elemente in Magnetiten und Hämatiten.
 - 3. Geochemische Leitelemente für Magnetit und Hämatit.
 - 4. Genetische Magnetit-Typen und ihre Gehalte an geochemisch wichtigen Elementen.
- IV. Geochemisches Verfahren zur Deutung dungsweise einer Magnetitlagerstätte.
- V. Zusammenfassung. Literatur.

I. Einleitung

Im Rahmen geochemischer Arbeiten über extrusiv-sedimentäre Lagerstätten (12) wurden außer zahlreichen Magnetiten verschiedener Fundorte (22) auch die Eisenerze des Lahngebietes und der übrigen devonischen Eisenerzvorkommen Deutschlands spektralanalytisch untersucht (1). Eine geochemische Beurteilung der Analysenergebnisse auf die genetische Einordnung der betr. Eisenerze hin war erst möglich, nachdem sehr viele Analysen von Magnetiten und Hämatiten verschiedenartiger Bildungsweisen vergleichend zusammengefaßt und geochemisch ausgewertet waren (1). Über diese auf breiter statistischer Grundlage ausgeführten geochemischen Untersuchungen soll in der vorliegenden Arbeit unter besonderer Berücksichtigung des Magnetits berichtet werden. Die Wiedergabe der zahlreichen spektrochemischen Analysen sowie die Behandlung der mineralchemischen und kristallchemischen Verhältnisse von Hämatit und Magnetit sind zwei weiteren Veröffentlichungen vorbehalten.

II. Spektrographische Analysen

1. Untersuchungsmaterial

Soweit die untersuchten Proben nicht an Ort und Stelle aufgesammelt werden konnten, stammen sie aus verschiedenen mineralogischen Sammlungen (besonders von der Bergakademie Clausthal, der Technischen Hochschule München, der Montanistischen Hochschule Leoben). Es wurden normale Durchschnittserze für die Ana-

lysen bevorzugt.

Von jeder Erzprobe wurde, zunächst ungereinigt, eine Gesamtanalyse ausgeführt. Aus den magnetithaltigen Proben wurde außerdem der Magnetit abgetrennt und gesondert analysiert. Mit einem stabförmigen Elektromagneten, über den ein Glasröhrchen gestülpt war, wurde aus dem Erzpulver unter Wasser der magnetische Anteil abgetrennt, erneut pulverisiert und nochmals abgeschieden. Dieser Vorgang wurde dreibis achtmal wiederholt und zwar solange, bis unter dem Binokular keine Verunreinigungen mehr erkannt werden konnten. Dieses Konzentrat konnte außer Magnetit andere Ferritspinelle (Magnesioferrit, Jakobsit, Franklinit u. a.) sowie den sehr seltenen Magnetoplumbit enthalten. Auf Grund der eingestellten Feldstärke des Elektromagneten wurden jedoch Magnetkies, Chromit und Ilmenit nicht mehr magnetisch angezogen. Feinlamellare Entmischungen oder Verwachsungen (Ilmenit, Kupferkies, Cubanit u. a.) oder Mikroeinschlüsse (Spinell u. a.) konnten nicht quantitativ abgetrennt werden.

Einige Hämatitproben, die besonders hohe Gehalte an Spurenelementen aufwiesen, wurden — nach Entfernung des Magnetits im Platintiegel mit Hilfe einer Karbonatschmelze gereinigt. Der unlösliche Rest wurde mit Flußsäure vom Quarz befreit. Besonders kalkreiche Flußeisensteine wurden — nach einer Gesamtanalyse —

mit verdünnter Salzsäure behandelt und erneut analysiert.

2. Analysenverfahren

Die Proben wurden im Gleichstrom-Kohlelichtbogen aus der als Anode geschalteten Lochkohle verdampft nach einer von L. Leuchs entwickelten Arbeitsvorschrift (22, 23).

Die Auswertung der Spektralaufnahmen erfolgte visuell durch Anlegen von "Vergleichstafeln" mit Hilfe homologer Linienpaare. Aus den Testaufnahmen wurden photometrisch für die verschiedenen Konzentrationen Linienpaare mit nahezu gleicher Schwärzung zwischen dem Grundelement Fe und dem Analysenelement gesucht. Unter Angabe der entsprechenden Prozentgehalte wurden auf der für jedes zu bestimmende Element gesondert gezeichneten Vergleichstafel die Linien

mit gleicher Schwärzung miteinander verbunden. Einige Beispiele dieses Auswertverfahrens sind in den Arbeiten (1, 22, 16, 18, 20) angeführt.

Bei der Vielzahl der für die geochemische Untersuchung von Erzlagerstätten erforderlichen Analysen ist ein schnelles visuelles Auswertverfahren von großem Vorteil und nahezu unerläßlich. Die Bestimmung von 22 Elementen aus dem Spektrogramm einer Magnetitprobe dauert unter Anwendung des erwähnten Auswertverfahrens etwa 20 Minuten.

3. Genauigkeit und Nachweisempfindlichkeit

Bei der schnellen visuellen Auswertung mit "Vergleichstafeln" beträgt der mittlere Fehler der Analyse — bei relativ reinen bzw. gut gereinigten Erzen und bei Gehalten von 0,01 bis 1% — etwa $\pm\,15\%$ vom angegebenen Gehaltswert. Bei Gehalten unter 0,01% und über 1% liegt er zwischen $\pm\,30\%$ und $\pm\,50\%$ je nach Element und Konzentration, vorausgesetzt daß keine größeren Ca-Gehalte vorliegen, die als "Einfluß dritter Elemente" stören und besondere Testaufnahmen beanspruchen.

Die erzielte Genauigkeit ist für geochemische Untersuchungen meistens ausreichend. Sind in Einzelfällen, z. B. zur Feststellung von Generationsunterschieden, höhere Genauigkeiten erforderlich, so müssen die Spektrogramme photometrisch ausgewertet werden. Zur Erzielung extrem hoher Genauigkeiten können die in den Arbeiten (17, 19) beschriebenen Methoden angewandt werden.

Die erreichten Nachweisbarkeitsgrenzen der im nächsten Absatz angeführten Elemente liegen im allgemeinen um 0,001%. Zr und Zn sind jedoch mit der angewandten Methode erst ab 0,01% aufwärts einwandfrei nachweisbar.

4. Graphische Darstellung der Analysenergebnisse

Es wurden von 529 Eisenerzproben Spektralaufnahmen gemacht und auf die Gehalte an Si, Al, Ca, Mg, Ti, Mn, Zr, Cr, V, Cu, Ni, Zn, Sn, Co, Pb, Ga, Be, Sc, Mo, Ba, In und B geprüft. Für die statistischen Darstellungen wurden außer diesen Analysen 180 unveröffentlichte Magnetit-Analysen von O. Leuchs (22), 116 Analysen von St. Landergren (21) und 5 Analysen von E. G. Ziess (36) verwendet, so daß insgesamt die Ergebnisse von 830 Analysen verschiedener Eisenerze statistisch erfaßt und ausgewertet wurden.

Die Elemente wurden im allgemeinen in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit in der oberen Lithosphäre aufgeführt. In allen Abbildungen wurden die Gehalte von 0,001—10% logarithmisch aufgetragen, wobei der Bereich von 0,01—1% entsprechend der größeren Genauigkeit dieser Analysenwerte den doppelten Maßstab erhielt.

III. Geochemische Untersuchungen

1. Bedeutung der geochemischen Leitelemente

Eine Anzahl verschiedenartiger Vorgänge und Verhältnisse beeinflußt die Verteilung der akzessorischen Elemente innerhalb einer Lagerstätte. Deren gesamter chemischer Stoffbestand, durch mannigfache geologische Großvorgänge in Abhängigkeit von den Druck- und Temperaturbedingungen des jeweiligen Bildungsbereiches lokal angereichert, führt zur Entstehung der Hauptmineralien. Dabei gehen die Nebenund Spurenelemente nach Maßgabe der kristallchemischen Beziehungen und der vorhandenen physikalisch-chemischen Verhältnisse entweder diadoch in die Hauptmineralien ein oder scheiden sich \pm gleichzeitig in Form akzessorischer Mineralien teils in diesen, teils außerhalb von ihnen aus, soweit sie nicht mit den Restschmelzen oder Restlösungen in andere Bildungsräume transportiert werden.

Der Mineralbestand einer Lagerstätte (Makro- und Mikroparagenese) und die Verteilung der mengenmäßig untergeordneten Elemente sind im allgemeinen von den genetischen Verhältnissen und kristallchemischen Eigenschaften abhängig. Es muß daher umgekehrt möglich sein, aus dem Mineralbestand und der Elementverteilung (unter Berücksichtigung der kristallchemischen Verhältnisse) gewisse Rückschlüsse auf die Entstehungsweise einer Lagerstätte zu ziehen. Aus dem bestehenden Zusammenhang zwischen Bildungsweise einer Lagerstätte und dem Mineralbestand sowie der Verteilung an akzessorischen Elementen sind die Begriffe "Leitmineral" und "Leitelement" von V. M. Goldschmidt (7) entwickelt worden. Als "geochem is ches Leitelement werden solche Elemente oder Elementgruppen bezeichnet, aus deren Vorkommen und Anreicherung man entscheidende Unterlagen über die Bildungsweise von Gesteinen und

Von Einzelfällen abgesehen, halten die geochemischen Leitelemente nicht das, was man von ihnen erwartet hat (11, 15, 29), vor allem dann nicht, wenn die primären stofflichen und paragenetischen Verhältnisse durch spätere Metamorphosen, durch Umlagerungen aus eingedrungenen Lösungen oder durch nachträgliche Stoffzufuhren und Stoffabfuhren allzu weitgehend verändert worden oder wenn fast unentwirrbare Konvergenzerscheinungen eingetreten sind.

Minerallagerstätten gewinnen kann.

Bei der wechselvollen Bildungsgeschichte, die ein Erzlagerstätte in der Regel durchläuft, wird es durchaus verständlich, daß eine genetische Deutung mittels geochemischer Leitelemente nur auf einer breiten statistischen Grundlage möglich sein wird. Umfassende Untersuchungen sind erforderlich, um zu ermitteln, welche akzessorischen Elemente als geochemische Leitelemente für die Hauptmineralart in Frage kommen, welche Konzentrationsbereiche wichtig sind und welche Elementgruppen und Verhältniswerte in Beziehung zu den

genetischen Vorgängen stehen. Für derartige geochemische Untersuchungen erweist sich der Magnetit als besonders geeignet, der eines der verbreitetsten Mineralien ist sowohl intensiv, die größten Erzlagerstätten überhaupt bildend, als auch extensiv als akzessorischer Bestandteil auf sehr vielen Minerallagerstätten und in den meisten Gesteinsarten. Wegen seiner kristallchemischen Eigenschaften vermag er auffallend zahlreiche Elemente mit z. T. beträchtlichen Gehalten diadoch aufzunehmen, so daß meist genügend viele akzessorische Elemente zur geochemischen Auswertung vorliegen. Außerdem tritt er in sehr vielen Bildungsbereichen auf und bietet daher genetische Vergleichsmöglichkeiten. Ein weiterer Vorteil besteht darin, daß er stark ferromagnetisch ist und somit einfach und schnell aus den Proben abgetrennt und weitgehend gereinigt werden kann.

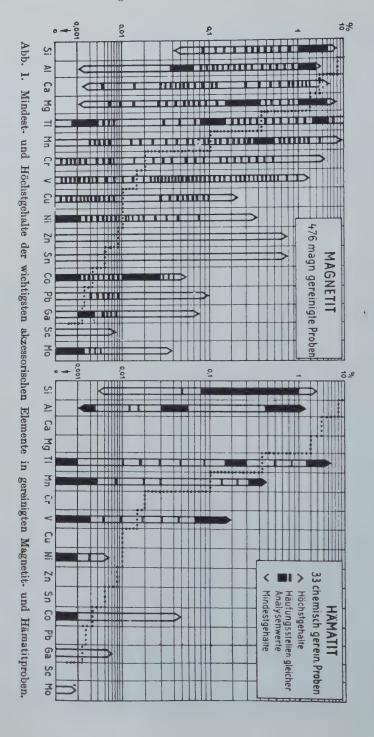
2. Akzessorische Elemente in Magnetit und Hämatit

In der Abb. 1 sind die Ergebnisse der spektrochemischen Analysen von 476 magnetisch gereinigten Magnetiten (und Titanomagnetiten) und von 33 chemisch gereinigten Hämatiten graphisch zur Darstellung gebracht. Die Höchst- und Mindestgehalte sind durch nach oben bzw. nach unten gerichtete Pfeilspitzen angezeigt. Traten Elemente in so geringen Mengen auf. daß sie bei dem angewandten spektrographischen Verfahren nicht rachgewiesen werden konnten, so sind die betreffenden Säulen bis zur 0-Grenze durchgezeichnet worden, ohne daß damit gesagt werden soll, daß diese Elemente überhaupt nicht vorhanden sind. Ihre Gehalte liegen nur unterhalb der Nachweisbarkeitsgrenze des angewandten Verfahrens. Häufungsstellen gleicher Analysenwerte sind schwarz hervorgehoben. Die punktiert durchgezogene Linie gibt die Häufigkeit der Elemente in den Erstarrungsgesteinen der oberen Lithosphäre an.

Die Abb. I vermittelt einen zusammenfassenden Überblick über die Konzentrationen der betr. Elemente in Magnetiten und Hämatiten. Auf den ersten Blick ist zu erkennen, daß der Magnetit mehr Elemente z. T. auch mit größeren Gehalten aufnimmt als der Hämatit, wofür sicherlich die unterschiedlichen kristallchemischen Eigenschaften (14) beider Mineralien mitbestimmend sind. Die Elemente Al, Ga, V, Cr, Ti. Mn, Zn, Ni, Co u. a. können mit z. T. beträchtlichen Gehalten in sein Gitter eingebaut werden, wogegen beim Hämatit sehr beschränkte Diadochieverhältnisse vorliegen, worauf in einer anderen Veröffent-

lichung näher eingegangen wird.

Es sei hier ausdrücklich erwähnt, daß trotz sorgfältiger Reinigung der Analysenproben die in Abb. 1 angeführten Elemente, zumal nicht mit ihren Höchstgehalten, im Magnetit bzw. Hämatit diadoch aufzutreten brauchen. Sie können auch als mehr oder minder gitterfremde Mineraleinschlüsse (Entmischungen, Verwachsungen, Mikroeinschlüsse,



Mikrospaltenausfüllungen, Ausscheidungen auf Absonderungsflächen usw.) vorliegen. Die Abb. 1 stellt lediglich eine Zusammenfassung der Analysenwerte dar und sagt nichts über die Verteilungsweise der Analysenelemente in den beiden Mineralien aus.

Die außerordentlichen Fortschritte der letzten Zeit in der Herstellung relieffreier Erzanschliffe (28), die einwandfreie Vergrößerungen bis zu 1350 fach und Panphotaufnahmen bis zu 2000 facher Vergrößerung ermöglichen, zeigen, daß in fast allen Erzmineralien Fremdeinschlüsse und Entmischungen zu finden sind und zwar häufig in Korngrößen unter 1 Mikron. Präparate von absolut reinen Erzmineralien sind daher praktisch nicht herzustellen. Für geochemisch-genetische Deutungsversuche sind aber gerade auch die "Verunreinigungen" von Interesse, da sie unter Umständen charakteristisch für die jeweiligen Entstehungsbedingungen sein können. H. H aberlandt (9) spricht mit Recht auch im Zusammenhang mit derartigen "Spurenmineralien" von "Leitelementen".

Die Fragen, ob ein analytisch ermitteltes Element mit seinem gesamten Gehaltswert oder nur zu einem Bruchteil im Magnetit diadoch enthalten ist oder ob es in Form von Mineraleinschlüssen vorliegt, lassen sich nur von Fall zu Fall in Verbindung mit mikroskopischen, synthetischen und röntgenographischen Untersuchungen behandeln (14) und sind, zumal bei geringen Gehalten, manchmal sogar unbeantwortbar.

3. Geochemische Leitelemente für Magnetit und Hämatit

Die Analysenergebnisse der ungereinigten Eisenerzproben, vorwiegend Hämatit mit Magnetit und entsprechenden Verunreinigungen, zeigen häufig so große Schwankungsbereiche, daß keine geochemischen Gesetzmäßigkeiten herauszufinden sind. Dies gilt vor allem für die devonischen Eisenerze (Typus Lahn-Dill), die in ihrer Zusammensetzung schon auf Grund der Entstehung starken lokalen Schwankungen unterworfen sind. Ein Vergleich der "reinen" Hämatit-Analysen erbringt ebenfalls noch keine befriedigenden Ergebnisse, da der Hämatit aus kristallchemischen Gründen nur einige wenige Spurenelemente enthalten kann. Außerdem ist seine "quantitative" Reinigung bei fein verwachsenen Erzproben sehr schwierig.

Beim Magnetit liegen die Verhältnisse günstiger. Hier weisen die akzessorischen Elemente in den meisten Fällen je nach Vorkommen und Genesis typische Unterschiede auf. Es genügt allerdings nicht, die Absolutgehalte einzelner bestimmter Leitelemente zu vergleichen. Die Streuungsbereiche der Analysenwerte überschneiden sich häufig auch bei Proben verschiedenartiger Genesis. Von den selteneren Elementen, wie Sc, Mo, Be, Ba und In erwies sich keines als typisches Leitelement. Mo und In kamen in Spuren in fast allen Proben vor.

Als Leitelemente im Sinne von V. M. Goldschmidt (7) sind auf Grund der vorliegenden Analysen unter Umständen Cr, Ga, B sowie Zn und Sn anzusprechen. Nur intramagmatisch gebildete Magnetite bzw. Magnetite der alpinen Klüfte weisen sehr reiche bis reiche Chromgehalte auf, abgesehen von einigen hochmetamorphen Vorkommen. Gallium tritt mit mäßig reichen Gehalten nur im pegmatitisch-pneumatolytischen Bildungsbereich auf, während Bor vor allem im sedimentären Bereich angereichert wird. Hohe Zink- und Zinngehalte kommen nur beim kontaktpneumatolytischen Typus, relativ reiche Zinkgehalte ailein auch im exhalativen Bereich vor. (Die Begriffe "reich" und "hoch" sind hier nur relativ zur Häufigkeit zu verstehen.)

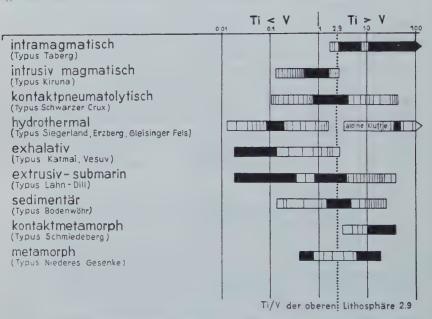


Abb. 2. Ti/V-Verhältniszahlen ungereinigter Magnetit-Hämatiterze wichtiger Lagerstättentypen.

In Abb. 2 werden die Ti/V-Verhältniszahlen der Magnetit- und Hämatitanalysen dargestellt. Es handelt sich hier um ungereinigte Gesamterzproben. (Die punktierte Linie der Abb. 2 gibt mit 2,9 das Ti/V-Verhältnis in den Erstarrungsgesteinen der oberen Lithosphäre an.) Titan und Vanadium stehen dem Eisen geochemisch oft nahe, und es ist interessant, ihre Anreicherungsfaktoren und das Verhältnis Ti:V zu vergleichen. Die Bereiche der Ti/V-Verhältniszahlen verschiedener Lagerstättentypen überschneiden sich. Bei statistischer Auswertung treten jedoch Maxima (in der Abb. 2 schwarz) auf, die für genetische Deutungsversuche von Bedeutung sein können. Ein eindeutiger Titanüberschuß läßt sich bei intramagma-

tischen und kontaktmetamorphen Magnetiten feststellen. Bei allen aus der Nähe eines Kontaktes stammenden Proben konnte eine deutliche Zunahme des Titangehaltes, meist in Verbindung mit einer Zunahme des Magnesium- und des Mangangehaltes, beobachtet werden.

In Übereinstimmung mit St. Landergren (21) und O. Leuchs (22) ergibt sich, daß die Verhältniszahlen Ti: V der "intrusiv-magmatischen" Eisenerze vom Typus Kiruna nicht, wie zu erwarten wäre, den intramagmatisch gebildeten Magnetiten entsprechen. Weiterhin ist bemerkenswert, daß die extrusiv-submarin gebildeten Erze vom Typus Lahn-Dill sowohl das exhalative, wie auch das sedimentäre Maximum aufweisen.

Fe, Ti und V bilden zusammen mit Cr, Mn, Ni und Co eine Elementengruppe, die geochemisch verwandt ist und die Ordnungszahlen 22—28 umfaßt. V. M. Goldschmidt faßte diese Elemente als "Eisenfamilie" zusammen, St. Landergren (21) gab ihnen die Bezeichnung "Ferriden". Im intramagmatischen Bereich werden die Ferriden gemeinsam angereichert und ausgeschieden. Unter anderen Bildungsbedingungen können sie mehr oder weniger getrennt werden — vor allem in wässeriger Lösung. Bei niederen Temperaturen bilden die sieben Elemente selbständige Mineralien. Durch Metamorphose können sie aber wieder im Magnetit vereinigt werden.

Die Anreicherungsfaktoren der Ferriden, bezogen auf deren Häufigkeit in der oberen Lithosphäre (= Faktor 1), geben zweifellos wesentliche Hinweise, um welchen Bildungsbereich es sich handelt (21). In Abb. 3 sind die Anreicherungsfaktoren dargestellt, die in ungereinigten Eisenerzen einiger charakteristischer Lagerstätten gefunden wurden. Sie lassen erkennen, daß Mn, V und Co nahezu immer mit dem Eisen angereichert wird, während besonders Ti, aber auch Cr und Ni in der Hauptsache nur im intramagmatischen Bereich zusammen mit dem Eisen geht. Es genügt allerdings nicht, wenn St. Landergren in diesem Zusammenhang nur zwischen endogen und exogen gebildeten Lagerstätten unterscheidet. Innerhalb des endogenen Bildungsbereiches lassen sich geochemisch ganz wesentliche Unterschiede feststellen, z. B. zwischen intramagmatischen und kontaktpneumatolytischen oder hydrothermalen Eisenerzen. Fe, Ti, Cr und Ni werden nicht, wie St. Landergren schreibt, ganz allgemein im endogenen Bereich, sondern nur im intramagmatischen gemeinsam angereichert.

Weder der Vergleich von Absolutgehalten einiger Leitelemente, noch der Vergleich von Verhältniszahlen bestimmter Elementenpaare (Ti/V, Ni/Co, Mn/Fe u. a.), noch die Anreicherungsfaktoren der Ferriden brachten in allen Fällen befriedigende, genesisspezifische Ergebnisse. In der vorliegenden Arbeit wurden daher alle diejenigen akzessorischen Elemente berücksichtigt, die nicht nur vereinzelt nachweisbar waren und deren Gehalte in Abhängigkeit von der Genesis

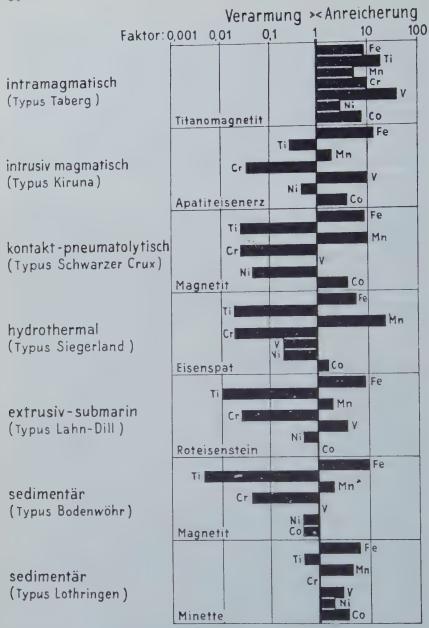


Abb. 3. Anreicherungsfaktoren der Ferriden in ungereinigten Eisenerzen wichtiger Vorkommen. (Häufigkeit der Ferriden in der oberen Lithosphäre = Faktor 1.)

typische Unterschiede aufwiesen. Zunächst wurden aus 830 Analysen von Eisenerzen verschiedener Bildungstypen (nach der Klassifikation von H. Sich nie i die rin öhnn (32, 33) die Gehalte an Al, Mg, Ti, Mn,

Cr, V, Cu, Ni und Co statistisch ausgewertet. Aus den Streuungsbereichen der Analysenwerte (Abb. 4) ist zu ersehen, daß ein Vergleich der relativ reinen Magnetite untereinander deutliche geochemische Unterschiede erbringt. Auch weisen z.B. hochthermal gebildete Magnetite wesentlich höhere Gehalte an akzessorischen Elementen auf als andere isogenetische Eisenerze. Die neun aufgeführten Elemente umfassen insgesamt je nach der Genesis verschiedene Gehaltsbereiche.

4. Genetische Magnetittypen und ihre Gehalte an geochemisch wichtigen Elementen

Um stoffliche Unterschiede zwischen den Magnetiten verschiedener Bildungsweisen deutlicher hervorzuheben, wurden die Analysen von Magnetiten bekannter Entstehung herausgegriffen und zehn lagerstättenkundlichen Genesistypen zugeordnet. Dabei wurden nicht alle ermittelten akzessorischen Elemente berücksichtigt, sondern nur diejenigen, welche für die genetischen Verhältnisse des Magnetits von besonderer Bedeutung waren, nämlich Al, Mg, Ti, Mn, Cr, V, Cu, Ni, Zn. Sn. Co. Pb und Ga. Die Streuungsbereiche der Analysenwerte ergaben charakteristische Diagramme (Abb. 5). Auf den ersten Blick ist zu sehen, daß eindeutige chemische Unterschiede zwischen den verschiedenen genetischen Magnetittvpen bestehen. Nur die metamorphen Magnetite umfassen verständlichetweise praktisch alle sonstigen Streuungsbereiche. Auch in der Abb. 5 geben die schwarzen Säulen die Bereiche zwischen gefundenem Mindest- und Höchstgehalt an. Die schraffierten Säulen bezeichnen Höchstgehalte, die nur in einzelnen Sonderfällen gefunden wurden.

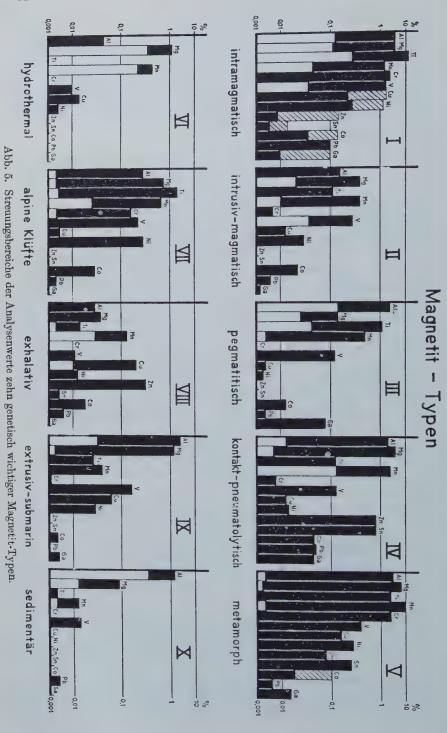
Zufälligkeiten und lokale Verschiedenheiten können nur durch statistische Auswertung möglichst vieler Analysen gleichartiger Proben ausgeschaltet werden. Ganz allgemein wäre eine noch wesentlich größere Anzahl an Analysen wünschenswert. Vor allem sind der pegmatitische und hydrothermale Typus durch zu wenig Analysen belegt. Immerhin ist die Wahrscheinlichkeit schon ziemlich groß, daß neue Analysenwerte von Magnetiten eines bestimmten Typus in die Bereiche der schwarzen Säulen des entsprechenden Diagramms fallen.

Im folgenden werden zehn Genesistypen des Magnetits (Abb. 5) und ihre wichtigsten geochemischen Merkmale kurz besprochen.

Intramagmatischer Typus (Diagramm I in Abb. 5,

auf der Grundlage von 74 Magnetitanalysen gezeichnet).

Alle in Tiefen- und Ergußgesteinen hochtemperiert gebildeten Magnetite sowie die Titanomagnetite vom Typus Taberg gehören hierher. Diese intramagmatischen Magnetite führen sehr hohe Ti-Gehalte, reiche bis sehr reiche Al-, Mg-, Mn-, V- und teilweise auch ('r-Gehalte. Auch Cu, Ni, Co und Pb können in mäßig reichen bis



reichen Konzentrationen vorkommen. Es ist der einzige genetische Magnetittypus, bei dem alle Ferriden und auch noch eine Reihe weiterer Elemente im Vergleich zu ihrer Häufigkeit in der oberen Lithosphäre angereichert werden.

Saure und intermediäre Erstarrungsgesteine enthalten 0,1 bis 3%, basische bis ultrabasische 0,5 bis 5% Magnetit. Aus 36 verschiedenen wichtigen Erstarrungsgesteinen wurden Magnetitkonzentrate abgetrennt und untersucht: Höchstgehalte an Al, Mg, Ti, Mn und V wurden in basischen Gesteinen (Gabbro, Norit, Melaphyr, Basalt, Shonkinit u. a.) gefunden, Höchstgehalte an Cr, Cu, Ni und Co in ultrabasischen Gesteinen (Peridodit, Pyroxenit, Pikrit u. a.). Diese Anreicherungstendenz entspricht den bekannten geochemischen Verteilungsgesetzen bei der liquidmagmatischen Entmischung.

In den Ergußgesteinen weisen die schnell abgekühlten und daher nicht entmischten Magnetite durchschnittlich höhere Al-, Mg-, Ti-, Mn- und V-Gehalte und manchmal auffallend hohe Pb-Gehalte (bis 0,1%) auf. Im Gegensatz dazu enthalten die Tiefengesteinsmagnetite meist die Elemente der Erstkristallisation, wie Cr, Cu, Ni und Co, in durchschnittlich höheren Gehalten.

Während für Magnetite der meisten intermediären bis ultrabasischen Gesteine mittlere bis hohe Cr-Gehalte typisch sind, fehlen diese in den Magnetiten mancher Erstarrungsgesteine völlig. Magnetite aus einigen Dioriten und Syeniten enthielten überhaupt so extrem niedere Gehalte an akzessorischen Elementen, daß sie aus der übrigen Gruppe der intramagmatischen Magnetite völlig herausfielen (z. B. Al 0,02%, Mg 0,01%, Ti 0,1%, Mn 0,01%). Möglicherweise handelt es sich hier um sekundärmagmatische Gesteine. So haben beispielsweise nach O. Leuch s (22) die meisten Magnetite aus den Odenwälder Assimilations- und Mischgesteinen außer dem fehlenden Chrom auch sonst eine recht untypische Zusammensetzung! In Zusammenarbeit mit den Petrographen könnten systematische geochemische Untersuchungen von Magnetiten aus verschiedenen Erstarrungsgesteinen wahrscheinlich wertvolle Hinweise geben hinsichtlich des Problems Differentiation-Assimilation (11).

Zwei Ausnahmen wurden festgestellt: Magnetit aus dem Basalt der Blauen Kuppe bei Eschwege würde nach Abb. 5 der exhalativen Gruppe angehören. Magnetit aus Quarzporphyr von Högland in Finnland müßte dem pegmatitischen Typus zugeordnet werden.

Intrusiv-magmatischer Typus (Diagramm II in Abb. 5, auf der Grundlage von 20 Magnetitanalysen gezeichnet).

Unter dieser Genesisbezeichnung werden zur Zeit unter anderen auch die nord- und mittelschwedischen Magnetit-Apatit-Lagerstätten vom Typus Kiruna eingegliedert. Nur die Vorkommen von Kiirunavaara, Luossavaara, Tuolavaara und Svappavaara entsprechen noch diesem Typus und werden hier berücksichtigt. Ein Teil der übrigen

schwedischen Vorkommen unterscheidet sich offensichtlich schon genetisch vom Typus Kiruna (Rektoren, Malmberget, Jakerberget), während eine Reihe weiterer Erzlager durch spätere Metamorphose stufenweise stärker beeinflußt wurde (Grängesberg, Ekströmberg, Gellivaara, Mertainen).

Das Diagramm des Kiruna-Typus (II in Abb. 5) deckt sich mit keinem anderen völlig. Die Höchstgehalte lagen allgemein auffallend niedrig. Nur Mg, Mn, V und Co erreichten Gehalte über 0,1% und wurden mit dem Eisen zusammen angereichert. Die Ti/V-Verhältniszahlen der Gesamterze (Abb. 2) wichen von denen der intramagmatischen Bildungen völlig ab. Nach dem Urteil der Geologen kann an magmatischen Vorgängen bei diesen Erzvorkommen nicht gezweifelt werden. Der geochemische Befund spricht aber gegen primärmagmatische Differentiationsprodukte. Somit wird man — ebenso wie St. Landergreichen (21) in seiner eingehenden und umfangreichen Untersuchung — zu dem Ergebnis kommen, daß es sich um sekundärmagmatisch-palingene Umbildungen von Eisenerzvorkommen "exogener" Anreicherung handelt, wobei der Begriff "exogen" noch näher zu erläutern ist.

Unsere Untersuchungen (gemeinsam mit O. Leuchs (22) ausgeführt) deuten auf eine geochemische Ähnlichkeit zwischen den schwedischen Apatiteisenerzen (Typus Kiruna) und den deutschen Keratophyreisenerzen hin. Es liegen bei den Kiruna-Lagerstätten wahrscheinlich primär nicht rein exogene Anreicherungen aus dem sedimentären Verwitterungsbereich vor. Vielmehr ist zu vermuten, daß die primäre Zufuhr, wie im Lahngebiet, im weiteren Sinne magmatisch erfolgte, und zwar im Zusammenhang mit extrusiven submarinen Vorgängen. Es kann also nur der örtliche Bildungsbereich als "exogen" bezeichnet werden. Der von St. Landergren besonders hervorgehobene Tiund Cr-Mangel ist nicht unbedingt auf exogene Stoffsonderung zurückzuführen, sondern eher auf die geochemischen Vorgänge bei vulkanischen Prozessen. Wenn auch die Magnetitanalysen von Kiirunavaara durchschnittlich etwas höhere Mg-, Mn- und V-Gehalte als die Magnetite des Lahngebietes enthalten, so könnten diese Unterschiede teils durch die Metamorphose der schwedischen Erzlager, teils durch unterschiedliche Temperaturverhältnisse bei den primären extrusiven Vorgängen zu erklären sein1).

¹) Im Zusammenhang mit einer Veröffentlichung über den Geochemismus der Lahn-Dill-Eisenerze wird darauf noch näher eingegangen werden.

Mit aller Zurückhaltung, zu der uns der Mangel an eingehenden tektonischen und petrographischen Kenntnissen über die Erzvorkommen vom Typus Kiruna und ihrer Nebengesteine veranlaßt, möchten wir darauf hinweisen, daß die überwiegend "konkordante Lagerung" der Erzkörper von Kiirunavaara und das Auftreten von Natrongrünstein und Tuffen — neben syenitischen Gesteinen (palingen?) — in den "liegenden" Bereichen der Lagerstätte (32) ebenfalls für

Pegmatitischer Typus (Diagramm III in Abb. 5, auf

der Grundlage von acht Magnetitanalysen gezeichnet).

Magnetit kommt in pegmatitischen Restschmelzen (Temperatur zwischen 700-500° C) sehr selten vor (Erzgebirge, Norwegen) und ist oft nur aus anderen Eisenmineralien hervorgegangen (Bodenmais). Neben den typischen Ga- (und Zr-) Gehalten fallen die hohen Al-, Tiund manchmal auch Mn-Gehalte auf. Im pegmatitischen, wie auch im pneumatolytischen und exhalativen Bildungsbereich übertreffen die Co-Gehalte die jeweiligen Ni-Gehalte.

Kontakt-pneumatolytischer Typus (Diagramm IV in Abb. 5, auf der Grundlage von 66 Magnetitanalysen gezeichnet).

Es gibt eine ganze Reihe zum Teil wirtschaftlich wichtiger Lagerstätten vom Typus Schwarzer Crux, die hierher gehören (Elba, Traversella, Moravitza, mehrere bedeutende Vorkommen im Ural, Uixa in Spanisch-Marokko u. a.). Neben Magnetit und Hämatit enthalten sie oft auch reichlich Sulfide. Der große Temperaturbereich dieser Bildungen (etwa 550-375°C) und ihre Abhängigkeit von verschiedenartigen Intrusivgesteinen rufen unter anderem ziemlich große Schwankungsbereiche der "Leitelemente" hervor. Charakteristisch sind hohe bis sehr hohe Mn-, sowie Al- und Mg-Gehalte. Häufig kommen auch Zn- und Sn mit Gehalten bis zu 0.8% vor, vereinzelt auch W und Mo. Die Co-. Pb und Ga-Gehalte liegen meist höher als bei den übrigen Magnetiten.

Die kontaktmetamorphen Magnetite nehmen im allgemeinen eine Mittelstellung zwischen ihrem primären und dem kontaktpneumatolytischen Typus ein. Besonders charakteristisch ist hier die Zufuhr bzw. Aufnahme von Mg und Mn, aber häufig auch die von Al,

Ti, Zn, Sn und Mo.

Magnesioferrite aus den kontaktmetamorphen Marmoren des Kaiserstuhls enthalten neben etwa 12% Mg 1,3% Al, 0,8% Mn, 0,4% Mo und 0,08% Zn. Da es sich hier nur um sehr geringe Erzmengen handelt, können diese Elemente bereits primär im Kalksediment vorgelegen haben. So wurden z. B. beachtenswerte Mo- (0,03%) und Zngehalte (0,006%) auch in alpinen jurassischen Kalken und Mergelkalken gefunden.

Die Erze von Krivoi Rog entsprechen in ihrer Reinheit noch weitgehend dem sedimentären Typus, wurden jedoch durch Kontakt-

eine extrusiv-submarine Entstehung und für nachträgliche Metamorphosen sprechen könnten. In diesem Zusammenhang wäre auch die Frage wichtig, ob die Erzlagerstätten vom Typ Kiruna in einem stratigraphischen Horizont auftreten, in dem submarine Ergußgesteine allgemein verbreitet sind, wie das z. B. für das Ordovizium und andere Horizonte gilt (12, 13).

Auch von anderen Autoren wurde schon auf verwandtschaftliche Beziehungen zwischen den Erzlagerstätten vom Kiruna-Typus und denen vom Typus Lahn-Dill hingewiesen (21 a, 32).

pneumatolyse mobilisiert und angereichert; sie nahmen neben Mg

und Mn etwa 0,05% Zn neu auf.

Die kontaktmetamorphen, devonischen Magnetitlager von Schmiedeberg im Riesengebirge und vom Spitzenberg im Oberharz enthalten — im Vergleich zu den übrigen devonischen Eisenerzen — ebenfalls in der Hauptsache mehr Mg und Mn sowie etwas Sn. Die übrigen pneumatolytisch zugeführten Elemente (Cu, Ni, Pb, Co, As, Ag, Bi) bildeten sulfidische Einzelmineralien (26).

Metamorpher Typus (Diagramm V in Abb. 5, auf der

Grundlage von 176 Magnetitanalysen gezeichnet).

Diese Gruppe kann Magnetite aller Bildungstypen enthalten. Dementsprechend umfassen die Streuungsbereiche der Analysenwerte (Teildiagramm V der Abb. 5) nahezu alle sonst vorkommenden Bereiche. Während schwach metamorphe bzw. nur umkristallisierte Magnetite besonders niedrige Gehalte an Spurenelementen aufweisen, erreichen hochmetamorphe Magnetite extrem hohe Gehalte an akzessorischen Elementen. Vor allem können kontaktpneumatolytische Vorgänge beträchtliche Stoffzufuhren bringen.

Zu einer eingehenderen Untergliederung der metamorphen Magnetitlagerstätten reicht das untersuchte Material noch nicht aus. Werden gut gereinigte Magnetitproben analysiert, so kann unter Umständen aus der Höhe der in das Magnetitgitter eingebauten Gehalte an Fremdelementen auf den Grad der Metamorphose geschlossen werden. Dagegen kann aus Analysen der metamorphen Gesamterze eine Stoffbilanz aufgestellt werden, die Hinweise auf die primäre Zusammensetzung und Entstehung gibt, falls nicht durch sekundäre Stoffzufuhren während der Metamorphose das Bild zu sehr verwischt wurde.

Hydrothermaler Typus (Diagramm VI in Abb. 5, auf

der Grundlage von acht Magnetitanalysen gezeichnet).

Im hydrothermalen Bereich kommt Magnetit primar nur selten und in sehr geringen Mengen vor (z.B. Mühlbach-Salzburg, Wölsendorf, Joachimsthal). Kennzeichnend sind bei diesen sonst sehr reinen

Magnetiten die relativ hohen Mg- und Mn-Gehalte.

Cu kann, wie der Magnetit aus den Kupferkiesgängen von Mühlbach/Salzburg zeigt, zumindest bei hydrothermalen Temperaturen, höchstens in sehr geringen Mengen diadoch aufgenommen werden. Ganz allgemein dürften sonstige höhere Cu-Gehalte meist auf feine Verwachsungen mit Cubanit oder Kupferkies zurückzuführen sein.

Alpine Klüfte (Diagramm VII in Abb. 5, auf der Grund-

lage von elf Magnetitanalysen gezeichnet).

Die durch "leere Thermen" gebildeten Magnetite (wie auch Ilmenite und Hämatite) der alpinen Klüfte nehmen in bezug auf Paragenese und Geochemismus eine Sonderstellung ein. Es handelt sich durchwegs um gut kristallisierte Kluftmineralien, die nur mineralogisch von Bedeutung sind.

Das Diagramm dieser Magnetite in Abb. 5 zeigt am ehesten Ähnlichkeit mit dem intramagmatischen Typus, wenn auch nicht die dortigen Höchstgehalte vorkommen. Fast immer weisen diese Magnetite sehr hohe Ti-Gehalte auf. Wo diese fehlen, sind sie wohl in isogenetischen Hämatit bzw. Ilmenit eingebaut worden. Im Hinblick auf die Verschiedenartigkeit der Nebengesteine sind die großen Schwankungsbereiche der Analysenwerte nicht überraschend. Die im Vergleich zu sonstigen hydrothermalen Bildungen erstaunlich hohen Höchstgehalte (Cr. Ni u. a.) lassen vermuten, daß bei der Bildung der Kluftmineralien relativ sehr hohe p-T-Bedingungen, möglicherweise durch Überlagerungsmetamorphose, geherrscht haben.

Alle untersuchten Hämatite aus alpinen Klüften enthalten 1,5 bis 6% Ti (Abb. 1). Das sind die höchsten, in Hämatiten von uns gefundenen akzessorischen Gehalte. In einigen Fällen konnten Verwachsungen mit Rutil festgestellt werden. In den Zentralalpen macht sich der "Ti-Reichtum" der Gesteine durch die Bildung von Titanmineralien oder titanreichen Eisenmineralien bemerkbar. Aber auch eine Anzahl untersuchter, oberostalpiner Kalkgesteine der Nordalpen weisen auffallend hohe Ti-Gehalte (0,2 bis 0,6%) sowie hohe Mn-Gehalte (0,05 bis 0,15%) auf.

Exhalativer Typus (Diagramm VIII in Abb. 5, auf der

Grundlage von 15 Magnetitanalysen gezeichnet).

Lagerstättenkundlich haben die rein exhalativ gebildeten Magnetite (und Hämatite) keine Bedeutung, soweit es sich um subaerischen Vulkanismus handelt. Immerhin stellte Zies (35) in einigen zugänglichen Spalten im Tal der zehntausend Dämpfe in Alaska mehrere Tonnen Magnetit fest, der in Form lose zusammenhängender, kleiner Oktaeder ausgeschieden worden war. Als Bildungstemperatur gibt Zies Temperaturen über 500° Can. Bei niedrigeren Temperaturen entsteht Hämatit, der sich meist durch relativ hohe V-, Mn- und Cu-Gehalte auszeichnet.

Der exhalative Magnetit kann entsprechend seiner hohen Bildungstemperatur viele Spurenelemente in mittleren bis hohen Gehalten aufnehmen, soweit diese ebenfalls als leichtflüchtige Verbindungen zugeführt werden können. Charakteristisch sind hohe Zn-, Cu- und Mn-Gehalte; außerdem kommt häufig Ag, Pb und Mo in Spuren vor. Al, Mg und Cr fehlen fast völlig; auch die Ti-Gehalte sind sehr niedrig. Titanchlorid ist zwar sehr leicht flüchtig (136° C), wird aber durch seine leichte Hydrolysierbarkeit innerhalb des gesamten pH-Bereiches bei Anwesenheit von Wasserdampf sofort wieder zersetzt.

Nach den Veröffentlichungen (2, 3, 34-36) kommen unter anderem in rezenten Exhalationsausscheidungen folgende Elemente — etwa der Häufigkeit und Menge ihres Auftretens nach geordnet - vor: Fe, Mg, Na, K, Cu, Zn, Pb, Sn, Ca, Mo und Mn sowie Ni, Ti, Ag und Co. Als häufig aus Exhalationen gebildete Erzmineralien werden genannt: Hämatit, Magnetit, Jakobsit, Hercynit, verschiedene Kupfermineralien, Zinkblende und Ilsemannit.

Extrusiv-submariner Typus (Diagramm IX in Abb. 5, auf der Grundlage von 85 Magnetitanalysen gezeichnet).

Hier handelt es sich um einen Übergangstyp, der den magmatischen und den sedimentären Bereich umfaßt. Bei der Bildung dieser Lagerstätten können recht verschiedene Bedingungen auf engem Raum nebeneinander herrschen und in wechselndem Maße zusammenwirken. Die an submarinen Vulkanismus gebundene extrusive Zufuhr des Stoffbestandes kann durch Exhalationen oder Thermen en erfolgen; die Ausfällung findet im unverfestigten Bodenschlick oder im Meerwasser, unter Umständen auch in einem Dampfraum (Leidenfrost) an der Grenze Sediment-Meerwasser statt. An Stelle der üblichen Bezeichnungen dieses Genesistypus als "exhalativ-sedimentär" wurde die umfassendere "extrusiv-submarin" gewählt.

Die extrusiv-submarin gebildeten Magnetite sind durch sehr niedrige Ti- und Cr-Gehalte sowie durch ziemlich stark schwankende Mg-, Mn-, Cu-, Ni-, Al- und V-Gehalte ausgezeichnet. Beachtliche Mg-, Mn-, Cu- und Ni-Mengen sind überwiegend extrusiver Herkunft (teils exhalativ, teils thermal), wogegen die Al- und V-Gehalte vorwiegend aus dem exogenen Bereich stammen dürften. Im Gegensatz zum subaerisch-exhalativ gebildeten Magnetit fehlen im submarinen Bereich Zn, Pb und meist Co völlig, Mn und Cu sind nicht so häufig.

Aus den Spektralanalysen von 154 Eisenerzproben des extrusivsubmarinen Typus konnten verschiedene Magnetittypen innerhalb dieser
Gruppe festgestellt werden und geochemisch einer vorwiegend exhalativen, hydrothermalen oder sedimentären Stoffzufuhr zugeordnet
werden. Kluftnahe Neubildungen und kontaktnahe Umbildungen
zeigten wieder eine andere Zusammensetzung. Der Magnetit selbst ist
in den extrusiv-submarinen Lagerstätten, die in der Hauptsache aus
Hämatit bestehen, ziemlich unregelmäßig verteilt. Seine primäre Entstehung ist lokal bedingt und abhängig von der Bildungstemperatur,
von den Partialdrucken der beteiligten Gaskomponenten und dem
jeweiligen Sauerstoffgehalt.

Durch das Zusammenwirken verschiedener Anreicherungs- und Bildungsvorgänge werden beim extrusiv-submarinen Lagerstättentypus geochemische Deutungen erschwert. Richtige und typische Durchschnittsgehalte und auch genetische Gesetzmäßigkeiten lassen sich am besten ermitteln, wenn die Probeentnahme systematisch und sorgfältig entlang von genau aufgenommenen Profilen erfolgt. Geochemische Profile aus den Eisenerzgruben des Lahngebietes zeigen deutliche Unterschiede zwischen den sofort aus Exhalationen ausgeschiedenen Erzen und den darüberliegenden, später aus dem Meerwasser sedi-

mentierten Hangenderzen¹). Auch zwischen den offensichtlich überwiegend exhalativ zugeführten Eisenerzen vom Typus Lahn-Dill und den vorwiegend hydrothermal zugeführten Eisenerzen vom Typus Vareš (Bosnien) und Gonzen (Schweiz) sind deutliche geochemische Unterschiede festzustellen.

Nach neueren lagerstättenkundlichen Untersuchungen gewinnt die extrusiv-submarine Bildungsweise immer mehr an Bedeutung. Ihr gehören offensichtlich viele, teilweise sehr bedeutende und wirtschaftlich wichtige Eisen-, Schwefelkies-, Kupfer-, Mangan- und Blei-Zink-Lagerstätten an (4, 5, 6, 12, 13, 24, 30, 31 u. a.).

Sedimentärer Typus (Diagramm X in Abb. 5, auf der Grundlage von 13 Magnetitanalysen gezeichnet).

In den weitverbreiteten und wirtschaftlich wichtigen sedimentären Eisenerzvorkommen ist nur selten in geringen Mengen primärer Magnetit enthalten (Minette. Lothringen). Sicher sedimentär sind die oolithischen Magnetiterze der Bodenwöhrer Bucht, wenn auch die näheren Bildungsbedingungen und die Art der Stoffzufuhr noch nicht völlig geklärt sind (27). Die untersuchten Magnetitproben sind entsprechend ihren niederen Bildungstemperaturen außerordentlich rein. Al, Mg und etwas Mn werden offensichtlich auch bei niedrigsten Temperaturen vom Magnetit diadoch aufgenommen, dagegen nicht Ti.

Sedimentäre Hämatiterze führen beachtliche Gehalte an Al, Ti, Mn, V, Ni und Ga — größtenteils aber nicht diadoch, sondern als Verunreinigungen. Nur Al und Ti konnten durch chemische Reinigung nicht völlig aus sedimentären Hämatitproben von Lagrinka (Brasilien) und Irlbach (bei Regensburg) entfernt werden.

Die Minetteerze (ungereinigte Gesamterze) enthalten als einzige Gruppe neben den intramagmatischen Eisenerzen alle Ferriden — mit Ausnahme vom Ti — in höheren Gehalten (Abb. 3). Die Verwitterungslösungen haben vielleicht eisenreiche, magmatische Gesteine aufgearbeitet. Nur das Ti fiel wegen der besonders leichten Hydrolysierbarkeit seiner Verbindungen in Wasser vom $p_{\rm H}\text{-Wert}\ 2\text{--}14$ sofort wieder aus und hat den Sedimentationsraum der Minette wahrscheinlich nicht erreicht.

IV. Geochemisches Verfahren zur Deutung der Bildungsweise einer Magnetitlagerstätte

Für die Aufgabe, die Bildungsweise einer Magnetitlagerstätte auf geochemischem Wege zu ermitteln, hat man zunächst eine Anzahl von ausgesuchten Magnetitproben dieser Lagerstätte (unter Beachtung der im folgenden Absatz mitgeteilten Voraussetzungen) auf ihre Gehalte an Neben- und Spurenelemente zu analysieren. Danach ist zu prüfen, welchem der zehn in Abb. 5 angeführten Lagerstättentypen sich die

¹) Eine Veröffentlichung zur Geochemie der Eisenerze vom Typus Lahn-Dill ist in Vorbereitung.

Magnetitanalysen am besten zuordnen lassen. Ist das ohne weiteres möglich, so hat man damit die Bildungsweise der betr. Lagerstätte

geochemisch ermittelt.

Voraussetzung zu einer solchen geochemisch-genetischen Untersuchung ist, daß gut gereinigte, primär gebildete Magnetite analysiert und mindestens 15-20 Analysen von verschiedenen Proben desselben Vorkommens ausgewertet werden. Sekundär umgelagerte Magnetite müssen dabei unberücksichtigt bleiben. Durch Umlagerung bei relativ niedrigen Temperaturen wird der Magnetit weitgehend gereinigt und ist nicht mehr mit dem primären, genesisspezifischen Magnetit vergleichbar. Durch sorgfältige Probeentnahme können "Fehlanalysen", hervorgerufen beispielsweise durch Kluft- oder Kontaktnähe, vermieden werden. Bei einer entsprechend großen Anzahl von Magnetitanalysen einer Lagerstätte lassen sie sich meistens ohne weiteres erkennen und aussondern.

Diese geochemische Methode, bei der an Stelle einzelner Leitelemente, Verhältniszahlen oder Anreicherungsfaktoren die Streuungsbereiche der Analysenwerte aller geochemisch wichtigen Neben- und Spurenelemente (im ganzen 13 Elemente) zur Auswertung gelangen, hat sich bei genetischen Untersuchungen an einigen Magnetitlagerstätten gut bewährt. Nach unseren Erfahrungen stimmen die neuen lagerstättenkundlichen Ergebnisse mit den geochemischen Befunden überein. Doch sollte man wegen möglicher Konvergenzerscheinungen und wegen noch nicht genügend geklärter Ausnahmefälle das geochemische Ergebnis nicht immer als unbedingt eindeutig ansehen.

Die geochemischen Untersuchungen über die Bildungsweise einer Erzlagerstätte haben sich nicht nur mit dem jeweiligen Haupterz zu befassen; es sollten auch die anderen verbreiteten Begleitmineralien entsprechend behandelt werden. Eine Übereinstimmung der erzielten Ergebnisse mit dem am Haupterz gewonnenen Befund würde Sicherheit der geochemisch-genetischen Deutung stark erhöhen.

Wenn auch die geochemischen Untersuchungen wichtige, oft sogar entscheidende Unterlagen zur Bildungsweise einer Lagerstätte erbringen (10, 11, 15), so ist es doch nicht angebracht, die Genesis einer Lagerstätte nur geochemisch zu behandeln. Vielmehr sind alle zu Gebote stehenden Untersuchungsverfahren heranzuziehen, um ein möglichst vollständiges Bild der Entstehungsgeschichte zu erhalten.

V. Zusammenfassung

Als Grundlage für die vorliegende geochemische Untersuchung wurden 529 oxydische Eisenerzproben auf 22 verschiedene Elemente quantitativ spektrographisch analysiert. Die Analysenergebnisse von 476 magnetisch gereinigten Magnetiten und von 33 chemisch gereinigten Hämatiten wurden für 17 Elemente in je einer graphischen Zeichnung unter Angabe der Höchst- und Mindestgehalte sowie der Häufungsstellen gleicher Analysenwerte übersichtlich zusammengestellt.

Der Magnetit erwies sich wegen seiner Gehalte an genesisspezifischen Neben- und Spurenelementen für die geochemisch-genetischen Untersuchungen besonders geeignet und fand daher eine bevorzugte Behandlung.

Unter Hinzuziehung von 301 spektrographischen Analysen anderer Autoren (besonders von O. Leuchs) wurden insgesamt 830 Spektralanalysen von oxydischen Eisenerzproben statistisch erfaßt und geochemisch ausgewertet. Dabei stellte sich heraus, daß nicht einzelne Elemente beim Magnetit als allgemeingültige "geochemische Leitelemente" ermittelt werden konnten, erst recht nicht beim Hämatit. Auch die eingehender untersuchten Verhältniswerte, z.B. von Ti: V, oder die Anreicherungsfaktoren der "Ferriden" ergaben nicht immer in genetischer Hinsicht charakteristische Unterschiede.

Weiterhin wurden 476 magnetisch gereinigte Magnetitproben mit den Analysenwerten von 13 geochemisch wichtigen Elementen nach zehn genetischen Lagerstättentypen geordnet und in übersichtlichen Diagrammen dargestellt. Die Streuungsbereiche der Analysenwerte erwiesen sich als charakteristisch für die einzelnen genetischen Magnetittypen, soweit keine größeren stofflichen Veränderungen durch spätere Metamorphosen eingetreten waren. Die zehn Lagerstättentypen des Magnetits wurden ihrem geochemischen Verhalten nach einzeln erläutert.

Die geochemische Ähnlichkeit zwischen den deutschen Eisenerzlagerstätten vom Typus Lahn-Dill und den schwedischen Magnetitlagerstätten vom Typus Kiruna wurde festgestellt. Nach unseren geochemischen Befunden können die Lagerstätten von Kiirunavaara,
wie schon St. Landergren erkannt und hervorgehoben hat,
nicht als liquidmagmatische Differentiationsprodukte und endogene
Intrusionen aufgefaßt werden, aber auch nicht als primär rein exogene
Anreicherungen des Verwitterungsbereiches. Vermutlich dürfte es sich
bei ihnen ursprünglich um Bildungen im Gefolge extrusiv-submariner
Vorgänge handeln, die durch nachfolgende Metamorphosen weitgehend
umgeändert wurden. Diese lediglich aus geochemischen Gesichtspunkten
gewonnene Ansicht kann jedoch nur unter dem Vorbehalt allseitig ausgeführter lagerstättenkundlicher Untersuchungen bei besonderer Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse geäußert werden.

Auf der Grundlage der erzielten Teilergebnisse konnte ein geochemisches Untersuchungsverfahren zur Deutung der Bildungsweise von Magnetitlagerstätten entwickelt werden.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, möchten wir für die gewährten Unterstützungen zu der vorliegenden Arbeit unseren verbindlichsten Dank aussprechen.

Literatur

- Albrecht, F., Zur Geochemie der oxydischen Eisenerze, insbesondere vom Typus Lahn-Dill. Diss. 1952, Univ. München.
- Bergeat, A., Von den äolischen Inseln. Z. prakt. Geol. 7, 43—47 (1899).
- 3. Bernauer, F., Rezente Erzbildung auf der Insel Vulcano. Neues Jb. f. Min., Beil.Bd. 69 A, 60—93 (1943); 74 A, 54—71 (1939).
- Cissarz, A., Die Stellung der Lagerstätten Jugoslaviens im geologischen Raum. Geoloskog vesnika, Beograd 1951.
- Denckewitz, R., Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse vom Erz und Nebengestein des Eisenerzvorkommens Lindenberg. Hess. Lagerstättenarchiv, D. 2, 1—87 (1952), Wiesbaden.
- Epprecht, T. W., Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 24 (1946), Bern.
- Goldschmidt, V. M., Geochemische Leitelemente. Naturw. 20 (1932).
 Goldschmidt, V. M., und Peters, Cl., Zur Geochemie des Scan-
- 8. Goldschmidt, V. M., und Peters, Cl., Zur Geochemie des Scandiums. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen (1931).
- Haberlandt, H., Die systematische Grundlage und die Fortschritte in der Erforschung der Spurenelemente als geochemische Leitelemente in Mineralien und Erzen. Fortschr. d. Mineralogie 31 (1953).
- Hegemann, Fr., Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Z. angew. Min. 4, 121—139 (1942/43).
- 11. Hegemann, Fr., Geochemie. Naturforsch. u. Medizin in Deutschland 49, 253—289 (1948), Wiesbaden.
- Hegemann, Fr., Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. Fortschr. d. Mineralogie 27, 54—55 (1948).
- Hegemann, Fr., Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager. Fortschr. d. Mineralogie 27, 45—46 (1948).
- Hegemann, Fr., Zur Kristallchemie einiger Eisenmineralien. Fortschr. d. Mineralogie 28, 26—28 (1949).
- Hegemann, Fr., Geochemische Methoden zur Untersuchung von Erzlagerstätten. Fortschr. d. Mineralogie 29/30, 401—402 (1950/51).
- Hegemann, Fr., Die quantitative chemische Spektralanalyse und ihre Bedeutung für die Keramik. Ber. DKG 28, 229—246 (1951).
- Hegemann, Fr., und Schöntag, A., Fehlerquellen der quantitativen spektrochemischen Mineralanalyse im Kohlebogen, ihre Ursachen und ihre Beseitigung. Z. wiss. Phot. 48, 170-194 (1953).
- Hegemann, Fr., und Leybold, C., Eine spektrochemische Analysenmethode zur schnellen quantitativen Bestimmung der Spurenelemente im Bleiglanz. Erzmetall 6, 175—180 (1953).
- Hegemann, Fr., und Leybold, C., Eine Methode zur quantitativen spektrochemischen Analyse von Pyrit. Erzmetall 7, 108—113 (1954).
- Hegemann, Fr., und Kostyra, H., Eine schnelle Methode zur quantitativen spektrochemischen Analyse der Zinkblende. Metall, Berlin (im Druck).
- Landergren, St., On the Geochemistry of Swedish Iron Ores Associated Rocks. Sveriges Geologiska undersöknings, Ser. C, Nr. 496, Stockholm 1948.
- 21 a. Lehmann, E., Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde, Wetzlar 1941. Über die Genesis der Eisenerzlagerstätten vom Lahntypus. Erzmetall 2 (1949).

- Leuchs, O., Geochemische Untersuchungen von Magnetiten mit Hilfe der Spektralanalyse. Diss. 1949, Universität München.
- 23. Leuchs, O., Chemische Vorgänge in Kohleelektroden. Spectrochimica Acta 4, 237—251 (1950).
- 24. Maucher, A., Über die Kieslagerstätte der Grube "Bayerland" bei Waldsassen in der Oberpfalz. Z. f. angew. Mineralogie 2, 219—275 (1939).
- 25. Quiring, H., Sind die Schwefelkieslager von Rio Tinto, San Domingo und Meggen gleichaltrig? Metall u. Erz 27, 229—231 (1930).
- R a m d o h r , P., Die Eisenerzlager des Oberharzer Diabazugs und ihr Verhalten im Kontakt des Brockengranits. Neues Jb. Mineral., Beil. B, 55 A, 333-392 (1927).
- 27. Ramdohr, P., Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin 1950.
- 28. Rehwald, G., Eine neue Schleif- und Poliermaschine für die Anfertigung von Erz- und Metallschliffen. Fortschr. Mineral. 31, 17—19 (1953).
- Rost, F., Spektralanalytische Untersuchungen an sulfidischen Erzlagerstätten des ostbayer. Grenzgebirges. Z. angew. Mineral. 2, 1—27 (1939).
- Seifert, H., Nickel, E., und Bruckmann, Studien am "Neuen Lager" der Kieslagerstätte von Meggen (Lenne). Op. Min. et Geol. I., Verlg. F. Feller-Nottuln, Kettwig/Ruhr 1952.
- 31. Schneider, H. J., Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. Fortschr. Mineral. (1953), im Druck.
- 32. Schneiderhöhn, H., Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, I. Jena 1941.
- 33. Schneiderhöhn, H., Erzlagerstätten. Piscator Verlg., Stuttgart 1949.
- 34. v. Wolff, F., Der Vulkanismus, I. Stuttgart 1914.
- 35. Zies, E. G., The Fumarolic Incrustations in the Valley of Ten Thousend Smokes. National Geographic Society, I/3, 157—179, Washington 1924.
- Zies, E. G., The concentration of less familiar elements through igneous and related activity. Amer. J. Sci. 35 A (1938).

Mineralog.-Geolog. Institut der Techn. Hochschule München.

Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten

Von Dr.-Ing. Karl-Christoph Taupitz, Clausthal1)

Inhaltsverzeichnis

		Derre
	Einleitung	. 104
I.	Das Verhalten der wichtigsten Metalle bei der	:
	Sedimentation	. 105
II.	Die Umlagerung der Erzein der Erdkruste ohne	3
	Mitwirkung von Magmen	. 113
	a) Nahbereich der Erdoberfläche	
	b) Diagenese	
	c) Metamorphose	. 126
	Grenzgebiet Diagenese — epizonale Metamorphose	. 126
	Epizone und höhere Mesozone	. 127
	Tiefere Mesozone und höhere Katazone	. 141
	Tiefere Katazone, Bereich der Aufschmelzung	. 144
III.	Magmatismus und Lagerstättenbildung	. 148
IV.	Zusammenfassung	. 157
V.	Literaturverzeichnis	. 160

Einleitung

In verschiedenen Arbeiten der letzten Jahre (Andreatta 1953 u. 1954; Clar 1945 u. 1953; Schneiderhöhn 1952 u. 1953) wurde die Möglichkeit erörtert, daß Metallgehalte in der Erdkruste bei der Metamorphose und weiterhin Granitisationsvorgängen in mehr oder minder großem Ausmaße mobilisiert und zu Lagerstätten konzentriert werden könnten. Auch wurde erwogen (Backlund 1941; Borchert-Tröger 1950; Schneiderhöhn 1952), ob die "erzbringenden" sauren Magmen durch Differentiation basischer juveniler Schmelzen oder wesentlich doch durch Aufschmelzung tief abgesunkener Sedimente "palingen" entstanden. Besonders intensiv wurden diese Gedanken am Beispiel der Alpen und des skandinavischen Grundgebirges mit ihren Lagerstättenzonen diskutiert.

Nach Beendigung einer größeren Bearbeitung alpiner Erzlagerstätten (Taupitz 1954), die genetisch manches Neue brachte, gab mir deshalb mein verehrter Lehrer, Prof. Dr.-Ing. H. Borchert, Clausthal, die Anregung, diese Fragen auf allgemeiner Grundlage zu diskutieren und vor allem von der geo-

¹⁾ Das Manuskript wurde von Herrn Prof. Dr.-Ing. H. Borchert kritisch durchgesehen und mit dem Verfasser eingehend besprochen, wofür ich sehr zu Dank verpflichtet bin.

chemischen, petrologischen und geotektonischen Seite her zu beleuchten. Dabei konnte umfangreiches unveröffentlichtes Berichts- und Probenmaterial (meist aus Prüfungsarbeiten), das im mineralogisch-lagerstättenkundlichen Institut der Clausthaler Bergakademie vorliegt, vom Verfasser mit verwertet werden. Neben deutschen Erzvorkommen wurden in den letzten Jahren manche interessanten Lagerstätten besonders im skandinavischen Grundgebirge und alpidischen Gebirge des Balkans und Kleinasiens bearbeitet. Viele interessante Erfahrungen wurden bei einer Studienreise durch die wichtigsten schwedischen Bergbaureviere und bei vielen Grubenfahrten in Deutschland und den Alpen gemacht.

Für eine kritische Durchsicht des Manuskriptes und zahlreiche Anregungen bin ich Herrn Prof. Dr.-Ing. H. Borchert sehr zum Dank verpflichtet. Gleichfalls möchte ich Herrn Prof. Dr.-Ing. F. Buschendorf, Herrn Dr.-Ing. habil. H. Hüttenhain und Herrn Dr. H. J. Schneider (München) für

manche anregenden Diskussionen danken.

I. Das Verhalten der wichtigsten Metalle bei der Sedimentation

Bei der Verwitterung der Gesteine und der darin enthaltenen Erzlagerstätten gehen die wirtschaftlich bedeutsamen Metalle (Cu, Zn, Pb, Co, Ni, V, Mo, As, Sb) in wesentlichem Ausmaß in Lös u n g. Eisen (und Mangan) macht eine Ausnahme; es ist nur in CO2haltigen, sauren Wässern als Bikarbonat löslich; unter oxydierenden Bedingungen, wie sie oft bei der Verwitterung herrschen, ist es als Oxyd oder Hydroxyd (Brauneisen) praktisch unlöslich (vgl. Borchert 1952). Eisen wird daher in der Regel ungelöst mit dem Verwitterungsschutt ins Meer transport i e r t. Nar dort, wo bei starker Vegetation und reduzierendem Medium räumlich oder zeitlich CO2 im Grundwasser dominiert, kann Fe in O2reichem Milieu der Umgebung als "Verwitterungslagerstätte" angereichert werden (vgl. unter Abschnitt II a). Die Verwitterungsrückstände und die gröberen, weniger aufgearbeiteten konglomeratisch-sandigen Sedimente sind in der Regel ausgesprochen metallarm.

Bei der Sedimentation werden die Metalle sehr ungleich verteilt. Frischwasser-Sedimente, wie Sandsteine, Grauwacken und helle Kalke sind in der Regel sehr metallarm. Die Metallarmut dieser Frischwasserablagerungen (und auch des Verwitterungsschuttes) ist wahrscheinlich dadurch bedingt, daß viele Metalle als Sulfate recht gut löslich sind. Ausnahmen bilden mechanische Aufbereitungsprodukte - "Seifen" - besonders widerstandsfähiger Mineralien, wie Gold, Platin, Zinnerz, Diamant, Titanerze, Chromit, Monazit, Brauneisenerz u. ä. Geochemisch gesehen spielen sie keine bedeutende Rolle. Tonige Sedimente haben meist einen beachtlicheren Gehalt, da die Tonmineralien Metalle adsorbieren. Eine deutliche Anreicherung zeigen allerdings meist nur bitumin öse oder kohlige Ablagerungen. Solche mehr oder minder bituminösen Sedimente sind in den tieferen Senken oder von

Strömungen abgeschirmten Teilen der Sedimentationsräume oft recht verbreitet.

In diesen bituminösen Gesteinen werden vor allem Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Mo, V, Cr, Ti, U, As und Sb und vielleicht auch W angereichert, während andere Elemente wie Sn nach bisherigen Kenntnissen im sedimentären Bereich nirgends gesammelt werden.

Diese Bindung der Metalle an bituminöse Gesteine dürfte auf folgenden Ursachen beruhen:

- 1. Pflanzen und Tiere bauen in ihrem Körper oft erhebliche Mengen von Metallen ein. Auf Trockensubstanz bezogen zeigen sie erhebliche Anreicherungen gegenüber der Umgebung (gegen Meerwasser nach Leutwein 1951, bei Cu 500×, Zn 4000×, V 1000×), aber nicht oder nur weniger gegenüber der durchschnittlichen Zusammensetzung der Erdkruste (nach Werten bei Leutwein 1951: Cu 0,5×, Zn 3,5×, V 0,2×; vgl. auch Taupitz 1954). Je nach Pflanzen- und Tierarten schwanken natürlich die Werte sehr, so sind z. B. Holothurien und Ascidien ausgesprochene V-Sammler, Austern besonders reich an Zn und F. Ähnliche, nur einzelne Elemente bevorzugt anreichernde Pflanzen- oder Tierarten dürfte es auch für andere Elemente geben.
- 2. Bei der Faulschlammbildung bzw. beginnenden Inkohlung werden die Kohlenwasserstoffe der Pflanzen und Tiere mehr oder minder zu beständigeren Verbindungen umgebaut. Die Metallgehalte der Organismen werden von diesen Vorgängen offensichtlich kaum berührt; bei Schwund der organischen Substanz werden die Metalle also relativ angereichert (vgl. Otte 1953).
- 3. Im Faulschlammilieu entsteht H₂S nicht nur durch Zersetzung der stets etwas schwefelhaltigen Organismen, sondern auch durch die Tätigkeit sulfatreduzierender Bakterien, die bei Sauerstoffmangel das Sulfat des Meerwassers zu H₂S reduziei.n, um mit dem freigewordenen Sauerstoff die organischen Verbindungen teilweise oxydieren zu können. H₂S reagiert mit den im Meerwasser gelösten Metallen unter Bildung der fast unlöslichen Sulfide, so daß Metalle in sulfidischer Form in den Faulschlammsedimenten angereichert werden (vgl. Taupitz 1954).
- 4. Frisch gefällte Sulfidgele und auch die tonig-mergeligen "Faulschlämme" können oft große Mengen an Fremdelementen adsorbieren. In Faulschlammilieu gebildete Gel-Pyrite enthalten oft bis 8% As. Die Anreicherung des As und auch Sb in den Lebewesen ist wegen der Giftwirkung größerer Mengen relativ gering (Borchert 1942). Man darf daher wohl an Adsorptionsvorgänge denken, wenn man z. B. die wohl oft zu beob-

- achtende Anreicherung von As und Sb in bituminösen Gesteinen erklären will.
- 5. Die große Menge des Verwitterungsschuttes wird in mehr oder weniger gut belüfteten, meist randnahen Teilen der Meere als metallarmes Sediment abgelagert. Die Metallgehalte des Verwitterungsschuttes werden dort in vorwiegend sulfatischer Form gelöst. In den Gebieten mit Faulschlammfazies werden in der Regel nur geringe Mengen meist feinkörnigen Detritus abgelagert, während demgegenüber hier die Metalle bevorzugt ausgefällt werden.

Sicherlich spielen noch manche anderen Vorgänge bei der Metallanreicherung in bituminösen Gesteinen eine Rolle. So ist z.B. noch nicht ein wand frei geklärt, warum in den Sammlergesteinen oft nur einzelne Elemente oder Elementgruppen bevorzugt angereichert werden, wie z.B. Mo, V, Cr, Ti oder Cu, Ag, Au oder Pb, Zn, Cd, Ag oder Co, Ni, und warum nicht die Elemente in den Verhältnissen, wie sie im Meerwasser oder in der Erdkruste enthalten sind, auftreten. Von großer Bedeutung ist offenbar die Zusammensetzung des Sedimentliefernden Kontinents.

Nach den heutigen Kenntnissen, die bei der Bearbeitung des Kupferschiefers (Richter1941, 1950), der alpinen Blei-Zink-Lagerstätten (Taupitz 1954), der thüringischen Alaunschiefer (Leutwein 1951) und der marinen Eisenerze (Borchert 1952) gewonnen wurden, scheinen für Anreicherung einzelner Elementgruppen vor allem die physikalisch-chemischen Verhältnisse bei der Sedimentation im Meer eine Rolle zu spielen.

In einem Meeresbecken, das keine starke Tiefenzirkulation des Wassers zeigt, finden sich Zonen mit unterschiedlichen Sauerstoffgehalten. Die obersten Schichten des Wassers und randlichen flachen Teile der Meere zumeist sind reich an Sauerstoff und zeigen leicht alkalische Reaktion, so daß in ihnen ein lebhaftes Tier- und Pflanzenleben möglich ist. In tieferen Teilen desselben Meeresbeckens wird der Sauerstoff weitgehend zur Oxydation der abgestorbenen Organismen zu H₂O und CO₂ verbraucht (wenn nicht stärkere Strömungen herrschen, die sauerstoffreiches Wasser zumischen und CO2 abtransportieren). Bei nur schwacher Tiefenzirkulation wird den tieferen Wassers ch i ch t en nicht genug O2 zugeführt, so daß eine gewisse Anreicherung des Wassers an CO2 und dadurch schwach saure, leicht reduzierende Bedingungen entstehen können ("Kohlensäurezone" nach Borchert 1952). In den tiefsten, oder besser gesagt, den strömungsärmsten, stagnierenden Teilen eines solchen Meeresbeckens herrscht extrem sauerstoffarmes, kräftig reduzierendes Milieu, "Faulschlamm"- oder "bituminöse Fazies". Sauerstoff zur Oxydation organischer Substanz wird hier vor allem durch den Sauerstoff der organischen Substanz selbst (bakterieller Abbau) und Reduktion des Sulfatgehaltes vom Meerwasser zu H₂S geliefert. Auch durch Fäulnis von Eiweiß z.B. entsteht unmittelbar H₂S; ebenso wird hier in der Regel auch NH₄ bei der Verwesung frei, so daß hier zeitweise und örtlich wieder stark alkalische Verhältnisse herrschen können.

In der schwach reduzierenden, leicht sauren "Kohlensäurezone" wird aus dem noch eisenhaltigen Verwitterungsschutt Eisen (und Mangan) als Bikarbonat gelöst (vgl. Borchert 1952). Möglicherweise gehen hier auch noch die Reste von anderen Schwermetallen in Lösung, die bei der Verwitterung und im Frischwassersediment noch nicht ausgelaugt worden waren. Die Hauptmenge des Eisens (und z. T. Mangans) wird dort ausgefällt, wo die eisenreichen Wässer der Kohlensäurezone mit sauerstoffreichem Oberflächenwasser sich vermischen. Es bildet sich — meist in oolithischer Ausbildung — Brauneisenerz, das im oxydierenden Bereich fast unlöslich ist. Mit Limonit zusammen werden oft bemerkenswerte Mengen von Vanadium (entgegengesetzte Ladung der Kolloide, bzw. des VO₄"-Ions) und auch Lithium festgehalten.

In der Kohlensäurezone selbst wird ein gewisser Teil des Eisens als Eisenspat oder im Nahbereich auch als Silikat (Chamosit, Thuringit, Glaukonit) fixiert. Im Gegensatz zum (sedimentären) Eisenspat bilden die Eisensilikate neben den vorwiegenden Brauneisenerzen oft wirtschaftlich bedeutende Großlagerstätten. Eisenspat ist nur in feinverteilter Form in die meist tonigen Gesteine eingesprengt und wird erst im Laufe der Diagenese zu kleinen Kriställchen ("Siderit-Rhomboederchen") oder rundlichen Konkretionen ("Toneisenstein-Geoden") gesammelt.

Erst in den schärfer reduzierenden Bereichen des Meeres (Sapropelund Faulschlammsedimente) werden dann die übrigen Metalle bevorzugt ausgefällt. Am weitesten reicht der Bereich der Schwefelkiesabscheidung; dort werden oft, aber durchaus nicht immer, auch gewisse Mengen von As und Edelmetallen gefällt. Nach immer stärker reduzierenden Bereichen zu wird zunächst ZnS (und Cd) später PbS (mit As und Sb) ausgeschieden, während sich in den "innersten", stärkst reduzierenden Ablagerungsräumen bevorzugt Cu, Ni, Co, Ag, Au und schließlich V, Mo, U und Cr, z. T. als Sulfide, finden. Muttergestein ist im Zn-Pb-Bereich oft mergelig-kalkiger (bzw. dolomitischer) Faulschlamm oder Gyttja; im "Innenteil" in der Cu-Ni-Co-Ag-Au-V-Mo-Cr-U-Fazies treten karbonatische Beimengungen der Gesteine stärker zurück. Eine scharfe Abgrenzung der einzelnen Bildungsbereiche ist vielfach nicht möglich. Auch sind in den seltensten Fällen

alle diese Fazieszonen wirklich vorhanden und bisher nur gelegentlich systematisch verfolgt worden.

Die Metallgehalte dieser "Faulschlamm-Lagerstätten" sind beinormalen, weiträumigen Sedimentationsbedingungen nur selten so hoch, daß man von Erzlagerstätten im Sinne der Bergwirtschaftslehre sprechen kann. Selbst die wenigen Beispiele von regional stärker vererzten Bitumengesteinen (Kupferschiefer) liegen an der Grenze der Bauwürdigkeit. Geochemisch betrachtet enthalten aber die bituminösen Gesteine oft ganz hervorragende Anreicherungen der besprochenen Metalle. Solche metallsammelnden, wenn auch oft nur schwach bituminösen Ton- und Mergelgesteine sind selbst in Geosynklinalen und größeren Sedimentationsräumen vielfach zu finden und bauen oft erhebliche Teile des Gebirgskörpers auf: "Schwarzschiefer", "Alaunschiefer", "Erdölmuttergesteine", "Ölschiefer", "Pyritschiefer" u. ä.

Wirklich bauwürdige Reicherze (von Pb, Zn, FeS2, Cu, Co, Ni, V, U) findet man anscheinend nur dort, wo kleine Bereiche bituminöser, metallsammelnder Fazies in großen Gebieten mit etwa gleichzeitigen metallarmen Sedimenten - wie Kalken und Dolomiten oder Sandsteinen, Grauwacken oder unter oxydierenden Bedingungen abgeschiedenen Tongesteinen ("bunte Schieferserien") - auftreten. Dies ist wohl so zu erklären (Taupitz 1954): Dem Meer wird in Verwitterungsprodukten und Lösungen nur eine begrenzte Menge von Metallen zugeführt; eben maximal die Menge, die in den abgetragenen Gesteinen enthalten war. Bei verbreiteter Sedimentation von Gesteinen, wie bituminösen Tonen, die viel Metall binden können, wird die Metallmenge des Meeres auf eine weite Fläche verteilt und nicht bis zu bauwürdigen Gehalten konzentriert. Die meisten Faulschlammgesteine mit großer regionaler Verbreitung - wie z. B. die Alaunschiefer, Ölschiefer oder auch der Kupferschiefer - haben nur relativ geringe Metallgehalte. Die Erzeugung von H.S. das ja die Metallfällung als Sulfid fast ausschließlich verursacht, dürfte in solchen Gesteinen wohl ausgereicht haben, auch noch größere Metallmengen zu binden.

Sind nun großen Gebieten mit Sedimenten sauerstoffreicher Fazies, deren etwaige Metallgehalte im Meerwasser gelöst werden und nun keine erheblichen Mengen (unter Durchschnittsgehalten der Erdkruste) an Metallen mehr enthalten, kleine Bereiche mit Faulschlammfazies eingeschaltet, so wird dort das Metall aus dem vorbeiströmenden Meerwasser "aufgefangen", und es kann in den Faulschlammgesteinen zu einer erheblichen Metallkonzentration kommen. Günstig wirkt sich auch noch eine Verringerung der Sedimentationsgeschwindigkeit oder ein Sedimentationsstillstand zur Zeit der Faulschlammfazies aus, da dann die erzreichen Sedimente weniger "verdünnt" werden (z. B. Reichsulfidlaugen im Kupferschiefer).

Gute Beispiele für Reicherzlagerstätten dieser Art bilden die $\, {\bf B} \, {\bf l} \, {\bf e} \, {\bf i} \, {\bf -Z} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf - J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf k} \, {\bf -J} \, {\bf i} \, {\bf n} \, {\bf i} \, {\bf i}$ Schwefelkiesvorkommen der Mitteltrias in den Alpen (Mies, Bleiberg, Nordalpen u. a.), die vom Verfasser (Taupitz 1954) und H. J. Schneider (1953) bearbeitet wurden, des Muschelkalkes von Wiesloch in Baden (unveröffentlichte Bearbeitung durch den Verfasser) und von Sedmotschislenici in Bulgarien (K e i l 1942 u. 1944). Mehr oder minder große Ähnlichkeit haben sie auch mit Oberschlesien und dem Tri-State-District. Die meisten bisherigen Bearbeiter deuten diese Lagerstätten aszendent-telethermal-metasomatisch. Die Herkunft der vererzenden Lösungen konnte meist nicht klar festgestellt werden. Für die kalkalpinen Lagerstätten wurde z. T. eine regionale Vererzung vom "Tauern-Granit" aus, z. T. Lösungszufuhr von lokal beschränkten magmatischen Herden, die sich an der Oberfläche durch Vulkanismus bemerkbar machen, vermutet. Schneiderhöhn (1952) nimmt allerdings an, daß die Lösungen, welche die kalkalpinen und Wieslocher Blei-Zinkvorkommen bildeten, als ursprünglich "erzleere Thermen" ihren Metallinhalt durch Auflösung älterer (varistischer) Erzlagerstätten im Untergrund erhalten hätten. Die "erzleeren Thermalwässer" sollen in den Zusammenhang der alpinen Metamorphose bzw. des tertiären Vulkanismus gehören.

Untersuchungen von Profil- bis Dünnschliffbereich zeigen, daß ein wesentlicher Teil der Erze synsedimentär gebildet ist. Die Gefüge dieser sedimentären Erze sind eng mit den Gefügen der umgebenden Kalke und Dolomite verwandt. Diese Gesteine sind vorwiegend grobe Pelite und feine Psammite meist massigen

oder grobschichtigen Gefüges, selten echte "Riffkalke".

Bei den Sedimentärerzen gibt es sowohl chemische und chemischbiogene Ausscheidungen als auch klastische Komponenten, die durch Aufarbeitung und Umsedimentation etwas älterer Erze zu erklären sind. Die Mineralien der Sedimentärerze sind: Zinkblende, Bleiglanz, Schwefelkies, Flußspat, Ankerit, Fahlerz, Quarz, Kalzit und Dolomit. Besonders klar lassen die Erzpsammite und Erzaufarbeitungsbreccien die sedimentäre Natur erkennen: Sie haben verbreitet Geopetalgefüge. Bei der chemischen Sedimentation entstanden oft ringartige Pyritgebilde, "vererzte Bakterien" (aus ZnS oder FeS2), Ankerit und Pyrit-,,Ooide" sowie Lagen, Nester und Konkretionen derber oder glaskopfartiger Blende oder Schwefelkies, Schalenblende mit gekröse-artigem Kugelschalengefüge. Bleiglanz zeigt stets konkretionäre Gebilde (früh-diagenetische Umlagerung). Auch Fluorit kommt chemisch-sedimentär vor und bildet oft stark bituminöse massige "Felse" oder lagige (z. T. rhythmische) Gesteine. Der Flußspat ist dort stellenweise als Kristallrasen auf dem Meeresboden abgeschieden worden. Quarz ist in der Nähe der Erze oft bemerkenswert häufig. Stets ist die Erzbildung mit ± bituminöser Fazies verknüpft.

Die Erze wurden häufig in rinnen-, trichter- oder kolkartigen Vertiefungen des Liegenden abgelagert, die wohl durch bevorzugte Absenkung oder auch Strömungserosion oder Lösungsvorgänge am Meeresboden entstanden sind. Oft liegen mehrere solcher "Erzrinnen" im Profil übereinander, so daß manchmal die jüngere Rinne die ältere diskordant schneidet. Die Erzrinnen werden schließlich von ungestörtem Normalgestein überdeckt. Meist sind mehrere parallele Rinnen zu einem "Erzzug" gruppiert. Die oft sehr konstanten Richtungen der Rinnen und das öftere Auftreten synsedimentärer kleiner Verwerfungen spricht für eine Mitwirkung der Tektonik bei der Bildung der Rinnen und Vertiefungen. Diese Rinnen im Meeresboden waren offensichtlich schlechter belüftet, so daß dort lokal Faulschland hat an m fazies bestand. Durch Bakterien und Fäulnis konnte H₂S entstehen, wodurch Metallgehalte des Meerwassers als Sulfide ausgefällt wurden. Vermutlich herrschten dort lokal infolge NH₄-Erzeugung alkalische Bedingungen, die auch die Abscheidung von Flußspat und Dolomit und die Lösung von SiO₂ begünstigten. Die Neben gesteinschlichten, die etwagleich

zeitig mit den Erzsedimenten entstanden ("edle Flächen"), sind oft primär-dolomitisch und vielfach mergelig oder brecciös im Gegensatz zu den normalen, meist kalkigen Frischwasser-Sedimenten. Sie sind wohl während einer Verlangsamung oder Pause in der Sedimentation und oft regional unter leicht reduzierenden Bedingungen entstanden, da Dolomit sich primär außerhalb der Salinarfazies in der Regel nur bei Anwesenheit von CO2 und NH4 bilden soll (betr. Einzelheiten vgl. Taupitz 1954).

Eine geochemische Bilanz der Anreicherungsvor-gänge bei der Sedimentation läßt die Herkunft der Metalle aus dem Meerwasser durchaus plausibel erscheinen, wobei die Metallgehalte im Meer der Gesteinsverwitterung entstammen oder bei den alpinen Lagerstätten vielleicht auch z. T. im Zusammenhang mit dem (vorwiegend

südalpinen) anisisch-ladinischen Vulkanismus zugeführt wurden.

Nach dieser ersten sedimentären Mineralisationsphase, die den Hauptteil aller Erze bildete und fast auf jeder Lagerstätte nachzuweisen ist, folgen weitere frühdiagenetische Phasen, deren Erze aus wässerigen Lösungen ("hydatogen") in Hohlräumen und z. T. auch metasomatisch abgeschieden wurden. Diese "hydatogenen" Bildungen haben "typisch hydrothermales" Aussehen und sind durch Umlagerung der sedimentären Erze im Tiefgrundwasser entstanden (vgl. unten Abschn. II b).

Ähnlich bevorzugte Erzführung in Einsenkungen des Meeresbodens kennt

man auch beim mitteldeutschen Kupferschiefer.

Nach Ansicht des Verfassers sind wohl die meisten "telethermalmetasomatischen" Blei-Zinklagerstätten ursprünglich synsedimentär in lokal begrenzten Vertiefungen innerhalb "steriler" Fazies gebildet. Durch die meist kräftige Wasserzirkulation in den löslichen Karbonatgesteinen sind allerdings oft die Sedimentärgefüge durch "hydatogene" verwischt; vielfach fehlen aber auch noch genaue Untersuchungen der meist unansehnlichen, oft feinstverwachsenen Sedimentärerze. Einzelerscheinungen, die durchaus für sedimentäre Genese sprechen, sind mehrfach auch sonst schon beschrieben worden (vgl. Ohle 1951).

Auch die Bildung der sedimentären Lagerstätten des "redbed-Typs" ("aride Konzentrationslagerstätten") dürfte auf ähnlichen geochemischen Vorgängen beruhen, wenn auch in ganz andersartigem Milieu. Die normalen Sedimente im Umkreis solcher Erzvorkommen sind oft bunte (bes. rote) Sandsteine und Mergel, die im Flachwasser oder terrestrisch unter ariden Bedingungen, jedenfalls aber unter stark oxydierenden Bedingungen abgelagert wurden. Solche Sedimente sind, wie die Erfahrung und die obigen Überlegungen (s. S. 105) zeigen, nicht geeignet, größere Mengen Metalle zu binden bzw. zu halten. Schon kleinere Ansammlungen verfaulender organischer Substanz, die sich ganz lokal einen "Hof" (oft nur mm-Bereich) mit reduzierendem Milieu schaffen und erst recht kleine "Seen" mit Faulschlammfazies, können aber hier schon beachtliche Mengen Metalle binden. Typisch ist, daß sich die Erze der red-bed-Lagerstätten (Cu-Sulfide, PbS, ZnS, FeS2, Ni-Erze, U-V-Erze) bevorzugt um Pflanzen- oder Tierreste konzentrieren, wie wohl überall auf derartigen Vorkommen beobachtet wurde.

In terrestrischen, meist abflußlosen "ariden Schuttwannen" unter trockenen Bedingungen versiegen die aus den Gebirgen herausströmenden Flüsse; ein großer Teil des Wassers verdunstet, so daß der Rest des Wassers an Metallen relativ angereichert wird und deshalb besonders günstige Bedingungen schon für eine primäre Erzfällung gegeben sind. In den Betten dieser Flüsse und Wannen, in denen die Wasserläufe enden, dürften auch am ehesten zusammengedriftete Pflanzenreste, die Erzfällung im reduzierenden Milieu ermöglichen, zu erwarten sein. Diese Erzfällung scheint weiterhin oft im Grundwasser an bereits in Sedimente eingebetteten Organismenresten geschehen zu sein. Man könnte diese Art der Erzkonzentration auch schon zu Umlagerungen im oberflächennahen Bereich der Erdkruste (siehe S. 113) zählen oder die Vorgänge auch mit den diagenetischen Umlagerungen der Pb-Zn-Erze vergleichen.

Dieser Lagerstättentyp ist enorm verbreitet in derartigen Schichten; einige Vorkommen haben durchaus große wirtschaftliche Bedeutung: Kupfererze in Nordrhodesien (vgl. Schneiderhöhn 1953), im Perm des Uralvorlandes, in Brandschieferschmitzen des oberen Oberkarbons und Rotliegenden im ehemaligen Niederschlesien und Mähren, Blei-Zink-Knottenerze des Buntsandsteins der Eifel (Mechernich, Maubach u. a.)¹), eventuell auch die U-V-Lagerstätten in den bunten Trias-Jura-Sandsteinen in Colorado und Utah. In Utah treten die dortigen U-V-Lagerstätten besonders als Füllung fossiler Flußrinnen auf, die in die oft bunten triadischen Sandsteine und Tone eingeschnitten sind. In den Rinnen sind die Erze besonders an Pflanzenreste und etwas bituminöse Tonlagen gebunden (nach Miller 1953).

Zusammenfassend kann man für den sedimentären Bereich feststellen: bauwürdige Lagerstätten findet man vor allem bei Fe und Mn, bei denen wohl 70% der Weltförderung aus sedimentären (z. T. später metamorphisierten) Vorkommen stammt. Daneben sind besonders Pb und Zn (bes. die "telethermal-metasomatischen" Lagerstätten in Kalken) mit etwa 40—50% und Kupfer (Katanga-Rhodesien, Kupferschiefer u. a.) mit etwa 15—20% "sedimentärem" Anteil an der Weltförderung wichtig. Beim Uran gibt es wohl gelegentlich sedimentäre Vorkommen größerer Bedeutung (schwedischer "Kolm"), die aber im Gesamtrahmen keine überragende Rolle spielen. Im Gegensatz dazu werden die übrigen Elemente, wie Ni, Co, Cr, Ti, Sb, As, Mo, V, W und Pyrit in gewissen Sedimenten zwar erheblich, aber in der Regel nicht bis zur Bauwürdigkeit angereichert. Seifenlagerstätten sind besonders bei Gold (rd. 35% der Weltförderung) und seltenen Erden (Monazit) wichtig.

Besonders kompakte, aber regional beschränkte Reicherzlager von oft überragender wirtschaftlicher Bedeutung (vor allem bei Pyrit, aber auch Cu, Pb, Zn, Au) können sedimentär dort entstehen, wo durch magmatische Exhalationen oder Thermen dem Meer Metalle (und Schwefel) zugeführt

¹⁾ Nach Schneiderhöhn (1953, S. 36) soll es unmöglich sein, den Pb-Inhalt dieser Lagerstätten aus dem Abtragungsgebiet z. Z. der Bildung beziehen zu können. Er berücksichtigt aber nur den Pb-Inhalt der abgetragenen Lagerstätten und nicht den viel stärker ins Gewicht fallenden Metallgehalt der abgetragenen Sedimente, der bei den häufigen "Schwarzschiefern" im Rheinischen Schiefergebirge nicht ganz gering sein dürfte.

werden. Solche Vorkommen werden im Geosynklinalstadium meist in Verbindung mit dem "initialen" Magmatismus gebildet. Da es sich um meist zeitige Bildungen in den Geosynklinalen handelt, werden die Erze und Nebengesteine häufig stark von der Orogenese erfaßt und mehr oder weniger stark regional-metamorph verändert (metamorphe Kieslager z. B.!).

Hier sind besonders zu erwähnen: Die weltweit bekannten Eisen(seltener Mangan-) Erze des Lahn-Dill-Typs, die Kieslagerstätten in
"Grünsteinen" (z. B. Leksdal) und pyritreiche Kupfervorkommen in
der Nachbarschaft basischer Gesteine (z. B. Ergani-Maden in Ostanatolien). Bei anderen meist Pb-Zn-reichen Lagerstätten, wie z. B.
Rammelsberg, Meggen, Mt. Isa, ist der Zusammenhang mit irgendwelchen Magmen nicht so klar ersichtlich; sie sind vielleicht sauren
(palingenen) Magmen zuzuordnen.

Ein wesentlicher Anteil der Welt-Pyrit- und Kupferförderung ent-

stammt diesen exhalativ-thermal-sedimentären Lagerstätten.

Eine scharfe Abtrennung zwischen den "exhalativ-thermal-sedimentären" und rein sedimentären Erzanreicherungen ist oft nicht durchführbar. Eine gewisse Anreicherung des gesamten Meerwassers an Metallen im Zusammenhang mit magmatischen Prozessen ist in Einzelfällen durchaus denkbar, so daß in sedimentären magmaferneren Lagerstätten ein Teil des Metalls der Verwitterung, ein anderer Teil aus dem Magma entstammen kann.

Wegen der magmatischen Vorgänge bei der Bildung der "exhalativ-

thermal-sedimentären" Erze siehe unter Abschnitt III.

II. Die Umlagerung der Erze in der Erdkruste ohne Mitwirkung von Magmen

Im folgenden Teil der Arbeit soll nun betrachtet werden, wie sich die Erzanreicherungen, gleich welcher Genese, gleich ob sedimentär, "magmatisch-sedimentär" oder magmatisch gebildet, seien sie bauwürdig oder nur geochemische Anreicherungen, bei der Versenkung in tiefere Zonen der Erdkruste verhalten. Schon im Nahbereich der Erdoberfläche kommt es z. T. zu erheblichen Stoffverschiebungen. Bedeutend sind ferner Umlagerungen während der Diagenese und Metamorphose. Die Aufschmelzung der Sedimente im "ultrametamorphen" Sockel der Orogenese führt endlich zur Entstehung palingener Magmen, die aufsteigen, differenzieren und magmatische Lagerstätten bilden können.

a) Nahbereich der Erdoberfläche

Im Nahbereich der Oberfläche sind zunächst die bekannten Bildungen der Oxydations- und Zementationszone der Erzlagerstätten zu nennen. Normalerweise spielen sich die Stoffverschiebungen dabei im engeren Lagerstättenbereich ab und nur

selten kommen Reaktionen mit der weiteren Umgebung vor, wie bei der Fixierung von Molybdän und Vanadium als Wulfenit, Vanadinit u.ä. im Bereich und Umkreis des "Eisernen Hutes" von Bleierzvorkommen.

Mo und V müssen aus der weiteren Umgebung der Lagerstätte entstammen, da die primären Erze wohl stets frei oder sehr arm an Mo oder V sind. Vielfach, wie bei den kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten besonders gut zu beobachten ist (Siegl 1947; Schroll 1949; Hegemann 1949; Schneider 1953; Taupitz 1954), kann man nachweisen, daß Mo und V aus bituminösen Gesteinen in der Nähe der Erzausbisse entstammen. Bei der Verwitterung dieser Gesteine, besonders in oxydierendem Milieu, wurden Mo und V gelöst. Die Verwitterungslösungen kamen mit den oxydierten Bleierzen der "Eisernen Hüte" in Reaktion, so daß Molybdate und Vanadate gebildet wurden. Bemerkenswert ist, daß in bituminösen Schiefern oft V reichlicher als Mo vorhanden ist, während in den Huterzen Mo vielfach V stark überwiegt. Dies erklärt sich dadurch, daß V in den lateritisch-bauxitischen Verwitterungsrückständen des Muttergesteins stark zurückgehalten wird (vgl. Sahama-Rankama 1952), während Mo bei der Verwitterung ziemlich vollständig gelöst wird. In die Lagerstätten eingeschwemmte Bauxitbröckehen sind, im Gegensatz zu den Erz- und Gangartmineralien, oft sehr V-reich, wie der Verfasser kürzlich auf Wulfenit-führenden schlottenreichen Gängen in Bleiberg beobachten konnte.

In den Nahbereich der Erdoberfläche gehört auch die Bildung der festländischen Verwitterungs-Eisen- und Manganerze (vgl. Borchert 1952). Wie schon erwähnt, wird nach Borchert (1952) Eisen (und Mangan) nur unter sauren, reduzierenden Bedingungen als Bikarbonat (im wesentlichen) gelöst, während es im oxydierenden und alkalischen Bereich als Hydroxyd (Brauneisenerz) praktisch unlöslich ist.

Die Bedingungen zur Lösung von Eisen sind in der Natur in der Sumpfmoor. Fazies gegeben. Hier wird bei teilweiser Zersetzung der Pflanzensubstanz reichlich CO₂ erzeugt, so daß die dort im Boden zirkulierenden Wässer sauerstoffarm sind und reichlich CO₂ enthalten und sauer reagieren müssen. Dem Boden unter dem Sumpfmoor wird durch diese Wässer also das Eisen entzogen, es geht in Lösung; Kieselsäure, die nur im alkalischen Milieu gelöst werden kann, bleibt zurück ("Bleichsand").

Wo nun diese eisenbeladenen, ${\rm CO_2}$ reichen Wässer mit sauerstoffreichen Wässern in Kontakt kommen, wird das Eisen als Brauneisen ausgefällt:

- In Sanden im Liegenden des Moores (oder Sumpfwiese) zirkuliert sauerstoffreiches Wasser, so daß an dessen Spiegel flächig Brauneisenerz, das Sande verkittet, abgeschieden wird. Ortstein u. ä.
- Die eisenbeladenen Wasser strömen unterirdisch in gutbelüftete Seen, wo Brauneisenerz ausfällt. Ist auch im See nicht genug Sauerstoff vorhanden, kann es nach Entzug von CO₂ durch das Wasser zur Abscheidung

von Eisenkarbonat ("Weißeisenerz") kommen. Lokal kann auch limnisch Faulschlamm-Milieu mit Schwefelkies-Bildung entstehen. See-Erze u.ä.

3. Kalke, in den in Schlotten und Klüften sauerstoffhaltige frische Grundwasser zirkulieren, werden von tonig-sandigen Sedimenten geringer Wasserdurchlässigkeit überlagert, die an der Oberfläche von einer Sumpfmoorlandschaft bedeckt werden. Die tonig-sandigen Sedimente werden von den sauren Wässern durchsickert und von Eisen befreit. An der Grenzfläche zum Frischwasser wird Brauneisen abgeschieden. Diese Grenzfläche - und demzufolge die Erzkonzentration - kann je nach Einzelverhältnissen mehr im Kalk oder mehr im Ton und Sand liegen. Liegen die Kalke auch im stärker reduzierenden Bereich, reagieren die Fe(HCO3)2-Lösungen mit dem Kalk unter Bildung von Eisenspat ("Weißeisenerz"). Bohnerze, Verwitterungseisenerze i. w. S.

Bei großzügigeren Lagerstätten dieser Art, wie bei Amberg-Sulzbach-Auerbach in der bayerischen Oberpfalz und zwischen Gießen und Bingen (Typ "Lindener Mark"), wirken alle drei obengenannten Vorgänge zusammen.

Im Rahmen der erdoberflächennahen Verwitterungsbildungen sind auch noch die Nickelhydrosilikat- und Eisenerzlagerstätten (Typ Conakry-Cuba) in Serpentinen, die Laterite und Bauxite und schließlich die Phosphatlagerstätten zu nennen, die durch Auslaugung exkrementreicher Primärdepots (Vogelinseln) und vielfach unter Verdrängung von Kalken entstanden sind.

b) Diagenese

Mit Diagenese bezeichnet man den Vorgang der Verfestigung der Sedimente unter dem Einfluß von Druck ("hydrostatisch" und gerichtet), Temperatur und der chemischen Beschaffenheit des Porenwassers (Azidität, Redoxpotential usw.). Die Komponenten des Sedimentes verändern dabei ihren Kornverband und oft auch die Korngröße; der Mineralbestand wird aber in der Regel nicht wesentlich verändert. Erst bei Versenkung der Gesteine in tiefere Zonen werden die Minerale großzügig verändert; dann spricht man von Metamorphose. Es ist verständlich, daß keine scharfen Grenzen zwischen Diagenese und Metamorphose gezogen werden können.

Wie verhalten sich nun die Erze unter diesen Bedingungen, und kann es zu einer Erzkonzentration aus verstreuten Gehalten oder "geochemischen (wirtschaftlich nicht nutzbaren) Anreicherungen" kommen?

Besonders lehrreich sind die Beobachtungen, die H. J. Schneider (1953) und der Verfasser (Taupitz 1953 u. 1954) an den sedimentären Blei-Zink-Schwefelerzvorkommen in Kalken und Dolomiten der Kalkalpen und bei Wiesloch machen konnten.

Hier kommen neben den oben (vgl. S. 110) erwähnten sedimentären Erzen oft in engstem Verband sog. hydatogene1) Vererzungen und Mineralisationen mit

¹⁾ Der Ausdruck "hydatogen" soll hier nach einem Vorschlag von Prof. Dr. A. Maucher (München) genetisch neutral verwendet werden. "Hydrothermal" sagt aus, daß es sich um Ausfällungen aus Thermalwässern handelt, die meist aus der Tiefe kommen. Dies braucht hier aber nicht der Fall zu sein.

typisch "hydrothermalem Aussehen" vor. Ausfüllungen von tektonischen oder schlottenartigen, durch Auflösung der Gesteine entstandenen Hohlräumen und Breccien, sowie die selteneren Verdrängungen (i. e. S.) zeigen deutlich das Gefüge von Abscheidungen aus wäßrigen Lösungen.

Gegen eine aszendent-hydrothermale Entstehung dieser "hydatogenen" Erzbildungen und für Umlagerung aus den Erzsedimenten sprechen vor allem fol-

gende Argumente:

- 1. Sicher sedimentäre und hydatogene Erze treten sehr häufig in engstem Verband auf, auch wenn keine erkennbaren "Zufuhrspalten" in der Nähe sind. Es ist höchst unwahrscheinlich, daß mehrere zeitlich und genetisch weit getrennte Vorgänge so gleichartig auf fast allen Einzellagerstätten, die über weite Gebiete (300 km) verteilt sind, beteiligt sind.
- 2. Die hydatogenen Erze sind, ebenso wie die sedimentären, an gewisse, weder merklich stauende noch besonders lösliche Schichten gebunden.
- 3. Der Bereich guter Stauhorizonte dagegen ist in der Regel unvererzt.
- 4. Alle vererzten Spalten vertauben in größerer oder kleinerer Entfernung von den Primärlagerstätten; sie kommen also als Zufuhrspalten der Lösungen offenbar nicht in Frage.

Es ist also wahrscheinlich, daß die Erze und Mineralien der hydatogenen Mineralisation durch Umlagerung aus den sedimentären Vorkommen entstanden.

Die Umlagerung von Bleiglanz, Zinkblende, Schwefelkies, Fluorit, Dolomit und Calcit ist offenbar durch zeitlich und räumlich relativ schnell wechselnde geochemische Bedingungen im Grundwasser, das die primären Erze umgibt, geschehen. Die P-T-Bedingungen während der Hauptumlagerungszeit der alpinen Lagerstätten in der oberen Kreide, aber auch während der relativ zeitigen "diagenetischen" Umlagerung, waren folgende: 0 bis 3000 m Überdeckung = 0-300 atü hydrostatischer Druck; die Temperaturen dürften 80° C sicher nicht überschritten haben, da die geothermische Tiefenstufe in den Kalkalpen nicht hoch ist und wohl nie hoch war (heute für Bleiberg 160-170 m je °C; in den Nordalpen (Dirstentritt) ist bei rd. 900 m Teufe die Temperatur nur wenig über Jahresdurchschnitt!). In Wiesloch (und auch Oberschlesien) ist die Überlagerung stets viel geringer gewesen. Unter diesen Bedingungen verlaufen die chemischen Reaktionen etwa wie im Laboratorium.

Änderungen der geochemischen Bedingungen während der Umlagerungsperioden können bestanden haben in: Schwanken des $p_{\mathbf{H}}$ -Wertes des Grundwassers, wechselnden Gehalten an O_2 , CO_2 (bzw. H_2CO_3 , HCO_3' , CO_3'') und H_2S (bzw. $HS^{\prime\prime}$, S^\prime). Der $p_{\mathbf{H}}$ -Wert des Grundwassers stellt sich im Kalkgebirge durch Auflösung von $CaCO_3$ bald auf den Gleichgewichtszustand mit $p_{\mathbf{H}}=7.5$ (Garrels und Dreyer1952) ein. Nur wenn Säuren (H_2S , CO_2 , H_2SO_4 , HCl), deren Salze oder auch Basen (NH_4) zugeführt werden, kann lokal der $p_{\mathbf{H}}$ -Wert von 7,5 abweichen.

Der Sauerstoff wird vom Grundwasser von der Oberfläche mitgebracht und in der Tiefe langsam zur Oxydation von Bitumen unter CO2-Bildung und von Sulfiden unter Aufbau von Sulfaten verbraucht. Es können also reduzierende Bedingungen im tieferen Grundwasser entstehen oder erhalten bleiben. Dort kann dann SO4 evtl. auch durch sulfatreduzierende Bakterien zu H2S bei gleichzeitiger Oxydation von Bitumen zu CO, umgesetzt werden. Derartige Vorgänge werden für die Entstehung der in bituminösen Gesteinen häufigen H.S-Wässer verantwortlich gemacht. Bakterien kommen in Quellwässern bis zu Temperaturen von 89° C und bis zu Drucken von 1200 at vor (Rankama-Sahama 1950, S. 340). Etwas H2S kann auch beim Abbau organischer Schwefelverbindungen (z. B. Thiophene u. ä.) erzeugt werden. Es ist klar, daß die Ausdehnung und Intensität des oxydierenden und reduzierenden Grundwasserbereiches im Laufe der Zeit schwankt, da sie von vielen, sehr veränderlichen Faktoren abhängig ist (zugeführte Wassermenge; Strömungsgeschwindigkeit; Art, Querschnitt und Widerstand der Wege des Grundwassers - Gesteinsporen, Schichtfugen, Risse, Spalten, Karstschlotten - chemische Beschaffenheit und Gefüge des Nebengesteins - Kalk, Dolomit, Mergel, Schieferton, Erz- und Bitumengehalte).

Bei der hydatogenen Mineralisation bzw. Umlagerung sind zunächst vielfach Hohlräume entstanden, die fast stets in der Nähe der Erze oder längs Spalten verlaufen. Abseits der Erze und Spalten fehlen Lösungshohlräume aus dieser Periode fast völlig. Dies mag so erklärt werden: Nach Zerklüftung im Gefolge einer tektonischen Beanspruchung konnten im Grundwasser Strömungen auf Bankfugen und Klüften einsetzen. Auch unter dem Meeresspiegel bzw. Hauptgrundwasserspiegel dürfte im Gebirge ein Grundwasserstrom geherrscht haben, da die Grundwasserwege ein "System kommunizierender Röhren" bilden und ein geringer hydrostatischer Druck auf einen Teil des "Röhrensystems" (herausgehobenes Festland) ge-

nügt, um Strömungen entstehen zu lassen.

Wo nun die O₂-reichen Wässer, die in den gehobenen Teilen eingesickert waren, mit primären, sulfidischen Erzen zusammentrafen, wurden die Sulfide zu Sulfaten oxydiert. Diese Metallsulfate setzen sich mit Kalk und Dolomit unter Bildung von leicht löslichem CaSO4 und MgSO₄ und schwerer löslichen Metallkarbonaten um. Infolge der hohen Löslichkeit des Kalkes als Sulfat (rd. 2 g/l) im Gegensatz zu der geringeren Löslichkeit als Bikarbonat (sofern CO2 vorhanden, 40-80 mg/l) wurden im Nahbereich der Primärerze im Kalk große Hohlräume ausgelaugt.

Kürzlich war ein ähnlicher Vorgang beim Bergbau Wiesloch in Baden zu beobachten: In der Nähe der Zinkblende-Schwefelkies-Bleiglanz-Erzkörper im Muschelkalk erweiterten sich die Karstschlotten. Die Karstwasser hatten hohen Sulfatgehalt. Erzlagen im Kalk wurden dort relativ wenig angegriffen und ragten als schwerlösliche Rippen in die Karsthöhlen herein, da die Wässer fast O₂-frei waren.

Die entstandenen Metallkarbonate sind wesentlich leichter löslich als die Metallsulfide (ZnCO3, PbCO3, rd. 10—15 mg/l, FeCO3 rd. 10—40 mg/l, PbS rd. 10⁻⁷ mg/l, ZnS rd. 10⁻⁵ mg/l, FeS2 rd. 0,25 mg/l, nach Doelter I und Verhoogen (1938); im H2S-gesättigten Wasser ist PbS stärker löslich, 10^{-2} — 10^{-3} mg/l, Hemley 1953). Es kann also Metall mit der Lösung transportiert werden.

Im tieferen, mehr oder weniger stagnierenden Grundwasser bestehen wahrscheinlich vorherrschend reduzieren de Verhältnisse, da der ganze Sauerstoff zur Oxydation von Kohlenwasserstoffen und Sulfiden verbraucht wird. Dort kann nun $\mathrm{SO_4}^{\prime\prime}$ zu $\mathrm{H_2S}$ reduziert werden. Das $\mathrm{H_2S}$ fällt die Metalle als Sulfide aus. Bei der Ausfällung entsteht örtlich auch $\mathrm{CO_2}$, das am Ort der Ablagerung der Sulfide die Auslösung von Kalk ermöglichen kann. Derart können metasomatische Gefüge entstehen (Verdrängungen etwa "Volum für Volum"). Häufig aber wird mit den Metallsulfiden zusammen auch Kalkspat wieder ausfallen, da durch die Abnahme des $\mathrm{SO_4}$ -Gehaltes infolge Reduktion die Lösefähigkeit für Ca und Mg sinkt und die Lösungen im Kalkgebirge sicherlich mit Ca (und evtl. Mg) gesättigt sind.

Denkbar wäre im reduzierenden Bereich auch eine U m lager ung der Sulfide in sulfidischer Form. Nach Hemley (1953) ist PbS im leicht alkalischen Bereich etwa 3—8 mal so gut löslich wie im sauren. Der Knickpunkt der Löslichkeitskurve liegt bei etwa $p_{\rm H}=6,5.$ Auch mit Zunahme des Gesamtschwefelgehaltes der Lösungen (als MeS, $\rm H_2S,\,HS',\,S'')$ steigt die Löslichkeit des PbS. Die Löslichkeitsdifferenzen, die allein für den Transport des PbS interessieren, liegen bei wechselnden $p_{\rm H}$ -Werten oder wechselnden S-Gehalten im hier möglichen Bereich bei einigen 10^{-3} mg/l. Solche Werteerlauben selbst bei mäßiger Wasserström ung in relativ kurzer Zeit die Umlagerung der beobachteten Mengen. ZnS und FeS2 verhalten sich wohl ähnlich wie PbS. Untersuchungen darüber sind aber nicht bekannt.

Fluorit ist mit etwa 14 mg/l (Doelter IV, 3) in remem Wasser, mit zunehmendem $\mathrm{CO_2}$ -Gehalt (und abnehmendem $\mathrm{p_H}$ -Wert?) aber wesentlich besser löslich. Er kann also bei den hier beschriebenen Vorgängen mit umgelagert werden.

Die Umlagerung von Kalk und Dolomit ist durch die oben erwähnte sulfatische Lösung und durch die Abhängigkeit der Löslichkeit von p_H -Wert und CO_2 -Gehalt leicht verständlich.

Je nach der Lage der Grenze zwischen oxydierendem und reduzierendem Grundwasser, die bei der "Karsthydrographie" der Kalk-

gebirge zeitlich und örtlich schnell wechseln kann, werden Erze oder Mineralien mehr oder weniger weit umgelagert. Meist werden die Erze unweit der primären Lagerstätte wieder abgeschieden. Nur in den Fällen, bei denen anscheinend die reduzierende Zone tief lag, konnten die Erze (bei hohen Wassergeschwindigkeiten?) weiter von der primären Lagerstätte abwandern.

Die Umlagerungsentfernungen sind für Bleiglanz, Zinkblende und Schwefelkies verschieden. Bleiglanz wandert in günstigen Fällen weit ab, Zinkblende nur selten, und Schwefelkies bleibt meist in der Primärlagerstätte zurück. Die Umlagerungsfreudigkeit ist vielfach der Löslichkeit der Sulfide umgekehrt proportional. Die Metallgehalte sind in der Regel bei sedimentären und umgelagerten Erzen etwa gleich. Eine wesentliche Anreicherung fand bei der Umlagerung meistens nicht statt.

Gelegentlich kann aber aus Einlagerungen in den Kalken mit verbreiteten "geochemischen", aber nicht bauwürdigen Metallanreicherungen — bituminöse Kalk- oder Dolomitmergel mit spurenweisen Sulfidgehalten in Lagen und "schwarzen Breccien" (ca. 1% Pb + Zn) der alpinen Lagerstätten — Erz herausgelöst und in durchsetzenden Spalten konzentriert werden.

Beachtenswerterweise werden aus den ebenfalls oft geochemisch metallreichen Raibler Schiefertonen der alpinen Erzvorkommen keine Erze umgelagert. Da die Schiefer den zirkulierenden Grundwässern wahrscheinlich zu großen Widerstand leisten im Gegensatz zu den klüftigen und bankigen Kalk- und Dolomitmergeln im Verband der Karbonatgesteine, können ihre Metallgehalte nicht leicht herausgelöst werden.

Stärkere diagenetische Erzumlagerungen sind auch vom hessischen und untergeordnet auch mitteldeutschen Kupferschiefer bekannt (Gunzert 1953). Die primär-sedimentären Erze befinden sich hier vor allem in dem geringmächtigen Kupferschiefer (1 bis 2 dm) und im unmittelbar darunterliegenden kohlig-bituminösen Sandstein (Sanderz) des Rotliegenden. In Gebieten mit etwas stärkerer Bruchschollentektonik sind die Erze oft mehr oder minder (bis 6 m hoch) weit in den Zechsteinkalk im Hangenden des Kupferschiefers umgelagert. Dabei ist das Kupfer lateral oft weit gewandert, da in den Gebieten mit Umlagerungen die Metallmengen, auf den Quadratmeter Schichtfläche bezogen, wesentlich größer sind als in Normalbereichen. Manche der Bruchspalten enthalten in der Nähe des Flözes Erze ("Kobaltrücken"), und zwar weniger Kupfer-, Blei- oder Zinkerze als besonders Nickel- und Kobalterze (NiAs, NiAs2-3, CoAs2-3); im Hangenden führen sie erzleeren Schwerspat (vgl. auch unten S. 121), im Liegenden vertaubt auch der Schwerspat bald. Es liegt nahe zu vermuten, daß die Co- und Ni-Erze aus den nicht unbeachtlichen Gehalten des Flözes (rund je 0,05%) entstammen. Andere dagegen halten wieder eine magmatisch-hydrothermale Genesis dieser Erze wahrscheinlich (nach freundlichen Mitteilungen von Herrn Dipl.-Ing. E. Messer, Clausthal). Großzügige Abwanderungen des Kupfers aus dem Kupferschiefer in das Liegende, einen tektonisch-berceiösen Kieselschiefer, sind von Niedermarsberg (Westfalen) bekannt und auch stets als Umlagerungen während der Diagenese gedeutet worden.

Offenbar sind Metallumlagerungen aus dem an sich schlecht durchlässigen Kupferschiefer nur nach tektonischer Auflockerung möglich. Diese Umlagerungen im Kupferschiefer sind möglicherweise durch Salzsolen aus dem überlagernden Zechsteinsalz verursacht worden. Nach Seeliger (1950) sind nämlich die Schwermetallerze in Chloridlösungen u. a. in Abhängigkeit von deren Konzentration recht gut löslich. Bei Vermischung der Solen mit Süßwasser kann also das gelöste Erz wieder ausfallen. Seeliger möchte auch für die Blei-Zinkerzgänge des Ruhrgebietes annehmen, daß deren Metallgehalte durch Salzsolen aus dem überlagernden Kupferschiefer umgelagert wurden. Die Massierung der Erze auf einigen wenigen sehr großen, reichen Erzmitteln spricht aber mehr für aszendent-hydrothermale Bildung. Bei einer deszendentlateralsekretionären Genese wären sehr zahlreiche kleine Vererzungen ohne die charakteristischen Teufenunterschiede zu erwarten.

Nach v. Engelhardt (1936) entstammt der Schwerspat zahlreicher Gänge sicherlich nicht dem Magma, sondern dem Nebengestein. Ein großer Teil der deutschen Schwerspatvorkemmen setzt im Rotliegenden, salinaren Zechstein oder Buntsandstein oder in deren unmittelbarer Nähe auf. Im Hangenden oder Liegenden dieser Formationen vertauben die Gänge in größerer oder geringerer Entfernung. Nach v. Engelhardt (1936) sind bunte, unter ariden (und oxydierenden!) Bedingungen abgelagerte Sandsteine (wie Buntsandstein oder Rotliegendes) primär reich an Barium (Größenordnung 0,1%).

Die in den durchlässigen Gesteinen zirkulierenden Lösungen können das Ba, auch wenn es als Sulfat vorliegt, nun lösen; besonders wenn diese chloridhaltig sind, wie Salzwässer aus dem Zechstein. Das Ba ist in solchen Wässern als $\mathrm{BaCl_2}$ enthalten, wie heute noch vielfach zu beobachten ist. Wo nun, auf Gangspalten z. B., $\mathrm{BaCl_2}$ -haltige Grundwasserströme mit $\mathrm{SO_4}$ -reichen Wässern in Berührung kommen, wird Baryt ausgefällt. Dort, wo salinarer Zechstein oder andere Salinargesteine (Anhydrit, Gips, Steinsalz u. ä.) auftreten oder Sulfide feinverstreut die Sedimente imprägnieren, ist mit dem Vorkommen $\mathrm{SO_4}$ -führender Wässer zu rechnen. Auch auf Spalten, die im Untergrund ältere Gangerze mit Sulfiden führen, dürfte $\mathrm{SO_4}$ -haltiges Wasser zirkulieren.

Tonige Sedimente haben zwar oft auch hohe Ba-Gehalte, sind aber für Lösungen schwer durchdringbar und schlecht auslaugbar, so daß sie kaum die Bildung größerer Schwerspatgänge ermöglichen können.

Ganz in diesen Zusammenhang passen auch die Beobachtungen des Verfassers an der sedimentär angelegten Blei-Zinklagerstätte Wiesloch. Die primären Sedimentarerze sind Ba-arm. In den umgelagerten "hydatogenen" Erzen ist

Baryt als jüngere Generation besonders auf Spalten und deren Nähe sehr häufig. Vermutlich ist aus dem unterlagernden Buntsandstein Ba ausgelaugt worden. Nahe den Erzen wurde aus den Ba-haltigen Wässern, die auf den Spalten aufgestiegen waren, wohl infolge der Bildung von Sulfaten aus den Sulfiden das Ba als Schwerspat ausgeschieden.

v. Engelhardt (1936) möchte alle die Schwerspatvorkommen des epi- bis telethermalen Bereiches durch Lateralsekretion erklären (was wohl etwas zu weit geht, wie das Auftreten in sicher magmatischhydrothermalem Milieu [Erzgebirge, Siebenbürgen usw.] zeigt). Nach seinen Untersuchungen wird bei der Erstarrung des Magmas das Ba am Ende der Hauptkristallisation fast quantitativ in die Kalifeldspäte eingebaut. Die Feldspäte der Restkristallisation in sauren Graniten und gar Pegmatiten sind fast Ba-frei, da anscheinend alles vorher gebunden wurde. Es sei deshalb unwahrscheinlich, daß die hydrothermalen magmatischen Restlösungen erhebliche Mengen Ba enthalten können; es sei denn, sie hätten Ba durch Auslaugung aus den durchströmten Gesteinen aufgenommen.

Viele Barytvorkommen zeigen in der Tat keine Bindung zu den Tiefengesteinen, die sonst als "Erzbringer" bekannt sind. Ein bedeutender Teil der deutschen Barytgänge ist, wie gesagt, erst in Perm oder Trias gebildet, in Formationen also, die bereits über die "Erzbringergranite" und über sicher magmatische Erzlagerstätten transgredieren. Man nahm daher schon stets nicht unmittelbar aszendentmagmatische Bildung des Baryts an, sondern vermutete, daß der Schwerspat der älteren Erzgänge durch "erzleere" Thermen ins Deckgebirge umgelagert worden sei (vgl. Schneiderhöhn 1941). Auch die heute noch Ba-haltigen Thermen sind nach Fricke (1953) an die Nähe des Perms oder Buntsandsteins gebunden. Die He-Gehalte dieser Thermen dürften nach Fricke (1953) wie die Salzgehalte aus salinaren Gesteinen entstammen, so daß wohl auch ihr Ba nicht magmatischen Ursprungs ist.

Borchert (1952 a) verfolgt ähnliche Gedanken für den Flußspat. Die wirtschaftlich allein bedeutenden epi-telethermalen, z. T. oft auch barytführenden Flußspatlagerstätten seien physikalisch-chemisch aus rein magmatischer Perspektive schwer zu verstehen. Es sei nicht einzusehen, woher der F-Gehalt der "tauben Endigungen der Erzgänge" herkommen sollte. Die Lösungen, die solche Mineralerzgänge bildeten, müssen sauer gewesen sein, wie das Vorkommen von Sulfaten (Baryt) und Eisen-Manganoxyden zeigt. Wahrscheinlich entstand diese saure Reaktion durch Einwirkung sauerstoffhaltiger Grundwässer auf die H_2 S-haltigen Thermallösungen. Da nun im kata- und mesothermalen Bereich alkalische Bedingungen herrschen, Fluorverbindungen im alkalischen Bereich nicht beständig sind und erfahrungsgemäß alkalische Thermalwässer fast F-frei sind, ist es unwahrscheinlich, daß in rein aszendenten Lösungen bedeutende F-Mengen aus dem Magma durch 9*

den alkalischen kata- bis mesothermalen bis in den epi- bis telethermalen Bereich hindurchtreten könnten. Es bleibt nach Borchert kein anderer Ausweg als die Folgerung, daß die Fluorit-Barytgänge nicht nur die saure Reaktion der Lösungen und den Ba-Inhalt durch sauerstoffhaltige Grundwässer erhalten haben, sondern daß auch das Fluor durch die Grundwässer aus dem Nebengestein aufgenommen wurde. Die tiefere Lage der "Fluoritzone" gegenüber der "Barytzone" auf den Erzgängen erklärt sich vielleicht so: dort, wo sich das F-beladene Grundwasser mit den alkalischen aszendenten Lösungen mischte, fällt Fluorit infolge seiner geringen Löslichkeit unter auch nur schwach alkalischen Bedingungen aus.

Man muß die erdoberflächennahen epi- bis telethermalen Flußspatgänge möglicherweise diagenetisch-hydatogen deuten. Die Fluorgehalte brauchen nicht dem unmittelbaren Nebengestein zu entstammen, sondern können weit transportiert worden sein. Fist im sedimentären Bereich nach Koritnig (1951) besonders an tonige und auch bituminöse Gesteine gebunden.

Das Auftreten kleiner Flußspat-Karbonat-Asphalt-Gängchen in den jurassischen Brauneisenlagern des Wesergebirges ist nur lateral-sekretionär zu erklären, da Zeugen eines erzbringenden Magmatismus in der Umgebung fehlen und die Gängchen nur auf bestimmte Schichten beschränkt sind. Besonders typisch für die ursprünglich sedimentäre Abstammung des Fluorits ist die Paragenese mit ebenfalls gewandertem Bitumen (vgl. oben Abschn. I).

An Hand der besprochenen Beispiele kann man ungefähr die Bedingungen für eine Umlagerung und Wanderung von Metallen in den oberen, noch nicht in den Bereich der Metamorphose reichenden Krustenteilen (etwa bis 8 km Teufe) erfassen:

- 1. Umlagerungen der Metalle geschehen in wäßriger Lösung.
- 2. Beachtliche Transporte von Metall sind nur in größeren Wasserströmungen möglich. Diffusionsvorgänge rufen Wanderweiten von nur cm- bis dm-, äußerstenfalls m-Dimensionen hervor. Durch Diffusion sind Sammelkristallisation, Konkretionsbildung u.ä. zu erklären, wobei eine wesentliche Verschiebung des ursprünglichen Stoffbestandes nicht stattfinden kann.
- 3. Größere Metallmengen können nur aus solchen Sedimenten herausgelöst werden, die eine ausreichende Wasserdurchlässigkeit haben, also von Wasser durchströmt werden können. Wasserströmungen in etwas bemerkenswertem Umfang sind nur in porösen Sandsteinen (z. B. Ba aus Buntsandstein) oder löslichen Kalksteinen mit Fugen und Klüften (z. B. Blei-Zinkvorkommen Typ Alpen-Wiesloch-Oberschlesien), oder in we-

niger durchlässigen, aber tektonisch zerbrochenen Schichten (wie z. B. auch in herausgehobenem Kristallin oder im Kupferschiefer) möglich. Selbst hohe Poren- und Quellungswasser-(an Tonmineralien) Gehalte in (mehr oder weniger) undurchlässigen Gesteinen wie Tonen und Schiefern befördern eine Auslaugung der Metallgehalte nicht sehr erheblich.

In porösen Gesteinen, wie Sandstein, kann das ganze Gestein durch und durch von Wasser durchströmt werden. Wenn die chemisch-physikalischen Bedingungen günstig sind, können auch geringe Gehalte aus dem Gestein gelöst und anderswo mehr oder weniger konzentriert ausgefällt werden. Ähnliche Verhältnisse können in tektonisch zerrütteten oder gar stark zertrümmerten Bereichen herrschen, selbst wenn das Gestein in frischem Zustand mehr oder weniger undurchlässig ist.

Kalke sind - im kleinen Maßstab gesehen - infolge ihrer meist dichten Packung fast wasserundurchlässig (vgl. Ohle 1951). Im Gestein fein verstreute Metallgehalte können also dann kaum ausgelaugt werden. Die meist kräftigen Grundwasserströme bewegen sich mit oft sehr geringem Widerstand auf Bankfugen und Klüften, die durch Auflösen des unmittelbaren Nebengesteins erweitert werden. Aus größeren Erzkörpern sedimentären Ursprungs in den Kalken, die von diesen "Grundwasserbahnen" berührt werden, können offensichtlich namhafte Metallmengen gelöst und dann großzügig um gelagert werden.

- 5. Die unter 4. genannten Verhältnisse erklären, daß eigentlich nur zwei Lagerstättentypen aus dem besprochenen Bereich Weltbedeutung haben:
 - a) Barytlagerstätten. Poröse Sandsteine sind, wie oben gezeigt wurde, in der Regel arm an Metallen, enthalten aber (bei arider Bildung) viel Ba. Trotz guter Wasserdurchlässigkeit können beachtliche Mengen von Metallerzen nicht konzentriert werden, weil das Gestein praktisch kein Metall enthält. Das oft reichlich vorhandene Ba wird ausgelaugt und kann zu nicht unbedeutenden Lagerstätten angereichert werden. Typisch für Lateralsekretionslagerstätten ist, daß die Ba-Förderung nicht aus wenigen Großlagerstätten (abgesehen von dem exhalativ-sedimentären Meggener Vorkommen), sondern aus sehr zahlreichen, über weite Gebiete verstreuten kleineren Einzelvorkommen erzeugt wird.
 - b) Blei-Zink-Lagerstätten in Kalken (Typ Bleiberg-Wieslochehemaliges Oberschlesien). Schon sedimentär stark angereicherte Vorkommen werden im Grundwasserstrom um-

gelagert. Die Weite der Umlagerung kann gelegentlich sehr groß sein; oft sind die Erze aber offenbar etwa an Ort und Stelle verblieben.

c) Alle anderen Vorkommenstypen (abgesehen von Flußspat) spielen eine relativ untergeordnete Rolle. Möglich und sogar wahrscheinlich sind z.B. Umlagerungen größeren Stils im Tiefengrundwasser bei den Red-bed-Lagerstätten.

d) Sedimentär sind Metallgehalte meist an mehr oder weniger bituminöse, schwer durchlässige Tongesteine oder Mergel gebunden. Aus solchen Gesteinen kann offenbar nur in besonderen Fällen (starke Zerrüttung oder Tektonik) Metallerz konzentriert werden.

e) Die in der Regel erdoberflächennahen Vorgänge der Eisenumlagerung und Konzentration dürften gelegentlich auch

tiefer reichen.

6. Damit Erze umgelagert werden können, müssen nicht nur die Bedingungen für die Auflösung an ursprünglichen Vorkommen günstig sein, es muß auch an anderer Stelle der gelöste Stoff wieder ausgeschieden werden können. Die Ausscheidung muß längere Zeit an einem Ort geschehen, um eine Konzentration der Stoffe herbeizuführen. Sind nur die Bedingungen für die Auflösung günstig, ohne daß irgendwo Ausfällung stattfindet, wird der gelöste Stoff im Grundwasser verstreut. Beispiele bieten die verschiedenen oft hochkonzentrierten Salzwässer, aus denen in den seltensten Fällen (außerhalb der Salzfolgen) wieder Salz abgeschieden wird.

Die wahrscheinlichsten geochemischen Vorgänge bei der Umlagerung sind auf der folgenden Tab. 1 zusammengestellt.

Die Drucke und Temperaturen sind in der Regel so niedrig (< 800 atü, < 200°C, meist < 100°C), daß keine sehr erheblichen Abweichungen der Reaktionsverläufe gegenüber den Laboratoriumsbedingungen eintreten. P und T beeinflussen im besprochenen Bereich die Löslichkeitsverhältnisse nur unwesentlich gegenüber anderen Faktoren. Der Druck wirkt sich allerdings erheblich auf die Lösefähigkeit des Wassers für $\rm H_2S$ und $\rm CO_2$ aus. Bei Druckentlastung geben gesättigte Lösungen diese als Gas ab, so daß die Konzentration in der Lösung sinkt und somit die Lösefähigkeit für andere Stoffe stark erniedrigt werden kann.

7. Tiefgrundwässer auch von abnormer Zusammensetzung können oft weit von ihrem "Ursprung" abwandern. Salzsolen, die ihren

Tabelle I

Übersicht über die Geochemie der Umlagerungen im Bereich des Tiefgrundwassers

Redox-Vorgänge

Oxydation

Reduktion

Sauerstoff wird durch einsickernde Wässer mitgebracht

Sauerstoff ist zur Oxydation organischer Substanz verbraucht worden

viele Sulfide

Umwandlung		Wirkung	Umwandlung	Wirkung	
Sulfide in Sulfate		Metalle meist sehr löslich, Karbonate sehr löslich, Ba wird ausgefällt, lösliches Fe ^{II} fällt als Fe ^{III} aus	SO ₄ wird durch organische Substanz reduziert (evtl. bakteriell), CO ₂ vorhanden	Metalle als Sulfide fixiert, Ba als Sulfid löslich, FeIII wird als FeII löslich, aber als Sulfid ausgefällt	
sauer durch CO ₂ ¹) (durch Oxydation von organ. Substanz) ,, H ₂ SO ₄ (hauptsächlich durch Oxydation von Sulfiden SO ₄ "-Ionen auch aus Gips, Anhydrit und Salzen) ,, H ₂ S (aus organ. Verb. und Sulfatreduktion) ,, Cl (aus Salzen)		alkalisch durch NH4 (aus org. Substanz, in reduzierendem Milieu) ,, Ca(HCO ₃) ₂ (aus Kalken) ,, NaHCO ₃ (Reaktion von Ca(HCO ₃) ₂ m. Basen- austauschern (Ca gegen Na), wie Tonmineralien, vgl. Foster, 1950)			
Löslich: Karbonate, Fluorit; gering- fügig auch viele Sulfide Schwerlöslich: Kieselsäure;			Löslich: Kieselsäure; manche Sulfide (z. B. PbS) Schwerlöslich: Karbonate, Fluorit,		

Konzentration

	stark	sehwach
Cl	viele Schwermetalle und Ba	Erze schwerer löslich
	leicht löslich	
H_2S^1)	PbS (u. a. Sulfide) löslicher	PbS (u. a.) weniger löslich
SO ₄	Ba als BaSO ₄ gefällt; viele	Karbonate weniger löslich
	Schwermetalle leicht löslich	
CO_2^1	Karbonate löslicher	

manche Sulfide

1) Löslichkeit von H₂S und CO₂ in Wasser nimmt mit steigendem Druck zu.

Salzgehalt ganz offensichtlich aus dem Zechsteinsalz erhielten, sind in der Tiefe aus größeren Störungszonen abgesunken und treten als warme Solquellen manchmal mitten im Grundgebirge (Beispiel Lautenthal im Harz, Ruhrkarbon, Rheinisches Schiefergebirge) auf. Auf ihrem Wege können diese Tiefgrundwässer mit dem Nebengestein reagieren und Bestandteile abgeben

und aufnehmen. Manche Abweichungen in der Zusammensetzung der in der Tiefe zirkulierenden und erst in größerer Entfernung wieder aufsteigenden Wässer von der Beschaffenheit ähnlicher Wässer am Ursprungsort mag so erklärbar sein.

Die Änderungen des Chemismus eines Grundwasserstromes auf größere Entfernung wurde in der Küstenebene von Virginia und am Golf von Mexiko verfolgt (Foster 1950): Sauerstoffreiche Regenwässer sickern ein. Organische Substanz (dort Lignit) in den durchflossenen Gesteinen wird oxydiert, so daß das Wasser CO₂ gesättigt wird und reduzierenden Charakter erhält. Dies begünstigt die Lösung von Karbonaten und Eisen. Aus dem Gestein wird langsam ein gewisser Chloridgehalt aufgenommen. Beim Weiterströmen reagiert das (Ca, Mg) (HCO₃)₂ im Wasser mit basenaustauschenden Mineralien, wie z. B. Tonen mit adsorptiv gebundenem Natrium, bis schließlich das Wasser im wesentlichen nur noch Natriumbikarbonat gelöst enthält.

Sicherlich sind Änderungen des Grundwassercharakters bei der Wanderung verbreiteter, als bisher bekannt geworden ist. Man darf keinesfalls jedes Thermalwasser auch mit etwas ungewöhnlicher Zusammensetzung und hohen CO₂-oder H₂S-Gehalten für (auch nicht teilweise) magmatischen Ursprungshalten.

c) Metamorphose

Es dürfte wohl heute von allen Lagerstättenforschern angenommen werden, daß Vorgänge bei der Metamorphose auch lagerstättenbildend oder wenigstens stoffverschiebend wirken können. Über die lagerstättenkundliche Bedeutung und den Verlauf dieser metamorphen Lagerstättenbildung und Beeinflussung sind jedoch die Meinungen sehr geteilt. Während bei der Diagenese Änderungen der chemischen Eigenschaften des Tiefgrundwassers, wie oben gezeigt wurde (vgl. S. 125), eine entscheidende Rolle bei der Umlagerung und Konzentration von Mineralien spielen, dürften im Bereich der Metamorphose Änderungen der physikalischen Größen Druck (P) und Temperatur (T) wesentlicher sein. Zum Bereich der Metamorphose soll hier wegen prinzipieller Ähnlichkeit der Vorgänge das Übergangsgebiet von Diagenese zu epizonaler Metamorphose, die sog. Anchimetamorphose, dazugerechnet werden. Mit Anchimetamorphose bezeichnet man z. B. die Entstehung festerer, dachschiefera: iger Tonschiefer aus Schiefertonen mit ausgeprägter Schieferung.

Sehr gut ist das Verhalten der Erze unter den Bedingungen der Metamorphose-Stufen bei den häufig vorkommenden sedimentären Erzlagern und den metallreichen Bitumenschiefern (Alaunschiefern) zu beobachten.

Grenzgebiet Diagenese — epizonale Metamorphose Hier kann das mitteldevonische Kieslager von Meggen als Beispiel für eine Lagerstätte mit FeS₂, ZnS, etwas PbS und CuFeS₂ und BaSO₄

gelten. Obwohl die Tongesteine des Nebengesteins schon völlig in transversalgeschieferten Tonschiefer umgewandelt worden sind, zeigt das Erz noch weitgehend die sedimentär bis frühdiagenetisch gebildeten Gefüge. Lediglich Zinkblende ist häufiger in kleinen Dimensionen im Erzlager gewandert und kann andere Mineralien verdrängen. Dies muß nicht bei der Metamorphose geschehen sein, sondern hat sich vermutlich bereits im Verlauf der frühdiagenetischen Umlagerungen ereignet Eine auch nur einigermaßen nennenswerte Mobilisierung von Erz auf Spalten oder tektonischen "Schattengebieten" ist nicht zu beobachten.

Ähnliche Beanspruchungen wie Meggen erlitt auch die Kupfer-Lagerstätte von Ergani-Maden in Ostanatolien. Die ursprünglichen exhalativsedimentären Gefüge von Magnetit, Pyrit, Zinkblende und Kupferkies sind kaum verändert. Durchsetzende tektonische Klüfte sind höchstens aus der unmittelbarsten Umgebung der Erze mit etwas Kupferkies, Zinkblende oder Chlorit gefüllt. Die Erzführung solcher Klüfte hört beim Heraustreten aus den einzelnen Erz-

partien meist sofort auf (vgl. Sirel 1949, Ballhaus 1954).

Etwa den gleichen Grad der Metamorphose weisen die thüringischen Alaunschiefer des Gotlandiums auf, die Leutwein (1951) gründlich untersuchte. Leutwein hat hier auch auf etwaige Metallumlagerungen geachtet und kommt zu der Auffassung (S. 31), daß prinzipielle Änderungen gegen den ursprünglichen Zustand nicht erfolgt sein dürften; es dürfte sich hauptsächlich um den Austritt von Wasser, Kristallinwerden von Gelen usw. handeln.

Im Liegenden dieser thüringischen Alaunschiefer-Serie kommen die vorwiegend thuringitischen Eisenerzflöze des Ordoviziums von Schmiedefeld vor (U. Wölfer 1953). Diese Erze haben ursprünglich oolithisches Gefüge. Die Oolithe sind aus Eisensilikaten (Thuringit, Chamosit), Eisenspat und Brauneisenerz aufgebaut; die Grundmasse besteht aus Detritus und feinkörnigem Thuringit mit etwas Eisenspat. Bei der Metamorphose setzte Blastese der Thuringite ein. Die tektonische Beanspruchung prägte z. T. eine deutliche Regelung auf. Irgendwelche Anzeichen für eine Abwanderung von Eisenerzen (z. B. von Spateisen) aus dem Erzlager sind nicht vorhanden. Die auftretenden Klüfte sind nur mit jungen Verwitterungsbildungen erfüllt.

Auch die mitteldevonischen Roteisenerze des Lahn. Dill-Gebietes zeigen praktisch keine Mobilisation der Erze. Nur Kalkspat ist aus kalkreichen Partien in Klüfte oder Breccienzonen umgelagert worden.

Wir sehen also, daß im Übergangsbereich Diagenese-Metamorphose Mobilisation und Umlagerungen der Erze noch keine Rolle spielen. Nur Kalkspat oder in seltenen Fällen auch Quarz können aus dem Gestein in Klüfte und Hohlräume auswandern.

Epizone und höhere Mesozone

Die Verhältnisse in den obersten Teilen der Epizone lassen sich gut an den Erzen und Gesteinen (Wissenbacher Schiefer, Mitteldevon) des Rammelsbergs und der Dachschiefergruben bei Goslar studieren. Obwohl die Tongesteine schon zu feinkörnigen Phylliten mit mikroskopisch erkennbarem, neugebildetem Serizit, Chlorit und Quarz metamorphosiert wurden, sind vielfach noch die sedimentären und frühdiagenetischen Erzgefüge bis in feinste Einzelheiten erhalten. Fossilien in kalkspätiger Ausbildung zeigen oft noch ihre Umrisse; die Kalkspatfüllung allerdings ist grobkörnig umkristallisiert. Die Toneisensteingeoden, die in ursprünglich leicht bituminösen Schiefern recht häufig sein können, sind durch tektonische Beanspruchung etwas geplättet, aber noch als solche erkenntlich.

Neben erhaltenen Primärgefügen kann man aber schon häufig Umkristallisation der Erze in Verbindung mit der metamorphen Durchbewegung beobachten. In Druckschattengebieten nahe harter, widerstandsfähiger Partien im Erz und in Kluftsystemen, die besonders in spröden Gesteinspartien aufrissen, können grobe Mineralneubildungen entstehen. Nach R am dohr (1953) kann man bei der Metamorphose, wie Entmischungen zeigen, Temperaturen von etwa 220° C

In der Regel sind die Erze nicht weit von der ursprünglichen Lagerstätte abgewandert, da während der tektonischen Durchbewegung in dem weichen schieferigen Nebengestein keine weitreichenden, zusammenhängenden Kluftsysteme aufreißen können. Eine spröde kieselige Gesteinspartie unweit des Erzlagers ("Kniest") reagierte jedoch auf diese tektonischen Beanspruchungen unter Bildung eines ausgedehnten zusammenhängenden Kluftsystems. Dieses Kluftsystem ist offensichtlich vom Erzlager aus mit mobilisiertem Erz (besonders Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit) angefüllt worden. Eine Deutung dieser Erzklüfte als vererzte Zufuhrspalten der Erzthermen zur Zeit der Sedimentation (Ramdohr 1953) erscheint wohl abwegig, da ihre Richtung der Faltentektonik zugeordnet werden muß (ac- und hol-Klüfte) (Kraume 1953). Nur lokal aufgerissene ältere Fiederklüfte in diesem Gestein und in Gesteinslinsen im Erzlager sind meist mit taubem Quarz, der aus dem unmittelbaren Nebengestein umgelagert ist, mineralisiert.

In diesem frühen Stadium der hoch-epizonalen Tektonik ist also im Goslarer Gebiet oft Erz mobilisiert, aber meist nicht weit umgelagert. Die Wanderungsweite blieb wohl meist unter 10 m, erreichte aber meist nur einige Millimeter bis Zentimeter. Einem späteren Stadium der Tektonik gehören die weithin streichenden, verwerfenden Quer- und Diagonal-Spalten an. Die Bildung dieser Spalten schließt unmittelbar an die Faltungstektonik, Durchbewegung und die Entstehung der Schieferung an und gehört im großen in den gleichen tektonischen Bauplan. Die PT-Ledingungen waren wohl also etwa die gleichen wie bei den vorher beschriebenen Bildungen bei der Durchbewegung. Diese Spalten sind in taubem Gebiet mit Kalkspat und Quarz ausgefüllt, die sicherlich aus dem Nebengestein mobilisiert wurden. In der Nähe des Erzlagers sind sie auf einige Erstreckung mit Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies und Pyrit vererzt. Quantitativ sind derartige Vererzungen völlig unbedeutend. Daß dieses Erz aus dem Kieslager entstammt und nicht im Zusammenhang mit den magmatisch-hydrothermalen Blei-Zinkerzen des Oberharzes gebildet wurde, geht daraus hervor, daß die Zinkblenden dieser Bildungen hell und eisenarm sind, während die Blenden der Oberharzer Gänge eisenreicher sind. Auch sind nach dem Verlauf der Mineralzonen auf den Oberharzer Gängen im Goslarer Gebiet eher hochthermale Bildungen mit Kupferkies, eisenreicher Blende und Quarz als karbonatische Gänge mit Bleiglanz und hellerer Blende zu erwarten.

Während die Mobilisate, die bei der Durchbewegung des Gebirgskörpers entstanden, nicht weit von ihrem Ursprung abwanderten, sind die Mobilisate auf den späteren großzügigen Spalten oft weiter, in 100-m-Dimensionen umgelagert. Dieser Unterschied kann vielleicht folgendermaßen erklärt werden:

Bei der tektonischen Durchbewegung kommt es meist nur zur Öffnung ganz örtlich gebundener "Hohlräume", die nicht über größere Erstreckung miteinander in Zusammenhang stehen. Wegen dieser geringen Durchgängigkeit ist auch keine weitreichende Bewegung der darin befindlichen Lösungen ("Gebirgsfeuchtigkeit") zu erwarten. Für die Umlösung von Mineralien steht nur das Porenwasser des Gesteins

und evtl. das Wasser zur Verfügung, das bei der Metamorphose der Mineralien (Tonminerale werden z.B. unter Freiwerden von Wasser in Serizit umgewandelt) entsteht.

Da bei der Durchbewegung neben dem Überlagerungsdruck auch noch ein gerichteter Druck herrscht, ist zu erwarten, daß (nach dem Riekeschen Prinzip) in beanspruchten Teilen Mineralien gelöst, die im Druckschatten wie in den obengenannten "Hohlräumen" aber wieder abgeschieden werden. Da der Stofftransport höchstwahrscheinlich durch Diffusion geschieht, werden die gelösten Mineralien nur bis in den allernächsten Hohlraum gebracht — "mobilisiert".

In später entstandenen durchgehenden Spalten, die wohl mit höheren Teilen der Erdkruste in Zusammenhang stehen, ist sicherlich eine, wenn auch oft nur äußerst schwache Strömung von Tiefgrundwasser zu erwarten, so daß ein etwas weiterer Transport der mobilisierten Lösung möglich ist, ehe (durch veränderte PT-Bedingungen) der Mineralinhalt niedergeschlagen wird.

Aus den tieferen Teilen der Epizone und höheren Teilen der Mesozone sind zahlreiche mehr oder minder metallreiche Gesteinsschichten und Erzlager bekannt und gut erschlossen. Besonders die "Kieslager" gewähren einen guten Einblick in das Verhalten der verschiedenen Metallerze bei der Metamorphose. Sedimentäre Gefüge sind nur bei Pyrit noch öfter reliktisch erhalten. So kann man gelegentlich noch die als "vererzte Bakterien" bezeichneten Häufchen aus Pyritpünktchen (Siegl, Vortrag 1953) oder Geltexturen beobachten. Alle anderen Erze sind meist bereits mehr oder minder umkristallisiert. Alte Lagengefüge sind in der Regel trotz erheblicher Kornvergrößerung erhalten. Aus dem Nebengestein wird oft Quarz in beachtlichem Maße mobilisiert und in linsenartigen Gebilden, die meist in das S-Gefüge eingeregelt sind, wieder abgelagert.

Als Beispiele für diesen Bereich sind als typisch und gut bekannt die wohl exhalativ-sedimentären, auf jeden Fall aber vormetamorph gebildeten Kieslager von Sulitjelma in Norwegen (Krause 1953; Pollack 1953), Bayerland bei Waldsassen (Maucher 1950; Könning 1950; Sproß 1954; Rechenberg 1953), Sparneck in Oberfranken (Hegemann 1937), Klingental-Graslitz im Erzgebirge (Baumgärtel 1905; Beck 1905), die "alpinen Kieslager" (Typ Großarl) der epimetamorphen Tauern-Schieferhülle (Friedrich 1937, 1953; Siegl 1953; Canaval 1910) und Kupferberg in Franken (Ibach 1949) zu nennen.

Im Sulitjelma-Bezirk ist knapp mesometamorphen Glimmerschiefern und z.T. Phylliten auf weite Strecken streng konkordantschichtig ein Kieslager mit Pyrit, Kupferkies, untergeordnet Zinkblende, Arsenkies und Bleiglanz eingelagert. Nach neuerer Ansicht (Krause 1953; Pollack 1953) muß man die Lagerstätte primär sedimentär auffassen. Das ursprüngliche Gefüge der Erze ist durch die Metamorphose fast völlig verwischt. Zu Mobilisationen kam es nur gelegentlich in kleineren Partien im Lager, wo Bleiglanz, Sulfanti-

monide (Geokronit) u. ä. seltenere Minerale linsenartig auftreten. Nur selten reichen kleine Trümchen von umgelagertem Bleiglanz bis ins Nebengestein. Irgendeine nennenswerte Abwanderung der Erze aus dem primären Lager ist nicht zu beobachten.

In Waldsassen (Grube Bayerland) ist die große Menge der Erze, wenn auch mehr oder weniger stark metamorphosiert, noch im ursprünglichen Lagerverband erhalten. In einem frühen Stadium der Durchbewegung wird im Nebengestein auf den hol-Klüften Quarz mobilisiert, der durch die weitere Tektonik (z. T. nach einem etwas anderen Bewegungsplan) noch kräftig verformt wird; im weiteren Verlauf dieser Tektonik werden an besonders kräftig durchbewegten Stellen des Lagers Klüfte (ac, 0kl, hol) und Zerrüttungszonen mit Erz-Quarz Mobilisaten erfüllt. Aus dem Lager ist aber dennoch fast nichts abgewandert; ähnlich wie beim Rammelsberg haben sich wohl während der tektonischen Beanspruchung im phyllitisch-glimmerschieferartigen Nebengestein keine "offenen", wegsamen Spalten bilden können.

Nach Maucher (1939, S. 233) kann man an diesen Erz-Mobilisaten eine nach folgender Reihe wachsende Neigung zur "Lösungsumbildung" bei der Metamorphose feststellen: Pyrit—Magnetkies—Zinkblende—Kupferkies—Bleiglanz.

"Kupferkies und Bleiglanz werden am leichtesten mobilisiert, und es ist eine allgemein bekannte Erscheinung, daß besonders Kupferkies in fast allen metamorphen Lagerstätten in mehreren "Generationen" vorhanden ist und immer noch als "letzte" Bildung auftritt." Als mobilisierbares Mineral kann er viel weiter wandern als z. B. Pyrit oder Magnetkies. Bei der epi- bis mesozonaleh Metamorphose des Waldsassener Kieslagers sind Pyrit und Magnetkies nur in geringem Maße umgelagert worden. Magnetit, der stellenweise im Primärlager sehr häufig ist (z. T. primär oxydische Fazies?), wird überhaupt nicht mobilisiert. Die Temperaturen müssen nach M a u c h e r (1939, S. 235) 235° C wohl erheblich (300° C) überschritten haben, wie verschiedene Entmischungen im Kupferkies vermuten lassen. Die Temperaturangaben beruhen wesentlich auf den Untersuchungen von B o r c h e r t (1934).

Während diese Mobilisationen wohl noch spät-paratektonisch einzustufen sind, sind wahrscheinlich posttektonisch (vgl. Spross 1954) auf Spalten in kleinem Maßstabe Erze abgeschieden, die auch vom Lager aus weiter ins Nebengestein setzen. Immer sind aber diese Gänge an die Nachbarschaft der Kieslager gebunden. Weit abseits vom Lager entsprechen diesen Erzgängen vielleicht die in gleicher Richtung streichenden tauben Quarzgänge, deren Quarz wohl aus dem Nebengestein mobilisiert wurde. Für die posttektonische Bildung spricht die nicht übermäßig starke Verformung der Erze (Spross 1954). Beim Durchsetzen durch das Lager sind diese Gänge Ruschelzonen, die neben Pyrit, Magnetkies, Arsenkics, Kupferkies und Bleiglanz Jamesonit, Boulangerit, Bournonit, Wolfsbergit, Fahlerze und Gudmundit führen. Abseits vom Lager herrschen vor allem neben den Haupterzen des Lagers die verschiedensten Bleispießglanze mit quarziger Gangart, während Fahlerze und Gudmundit fehlen. Auch ged. Wismut, ged. Silber, Arsenkies und z.T. hohe Edelmetallgehalte kommen vor. Nach Maucher (1939) sind die Erze dieser Gänge aus dem Kieslager mobilisiert, da der Blei- und Antimongchalt noch leichter mobilisierbar sei als der Blei- und Zinkgehalt. "Diese Lagerstätten verdanken einem Aufbereitungsvorgang eines armen Kicslagers ihre Anreicherung. Diese Aufbereitung des Kieslagers kann bei starker Metamorphose zu völliger Abwanderung aller ,Verunreinigungen' führen. Eine Tatsache, die in der Eintönigkeit und Mineralarmut vieler metamorpher Kieslagerstätten bewiesen ist. Die Kieslager von Sparneck in Oberfranken sind dem Waldsassener sehr ähnlich. Auch hier kann man beobachten, daß im Lager nur Zinkblende und Kupferkies, kaum aber Pyrit mobilisiert ist. Das Erz scheint nicht von der ursprünglichen Lagerstätte abgewandert zu sein."

Besonders lehrreich sind die von Beck (1905) und Baumgärtel (1905) beschriehenen Kieslagerstätten von Klingenthal-Graslitz im Erzgebirge. Dort liegen in Quarzphylliten zehn Erzlagen konkordant eingeschaltet. Im Hauptlager herrschen unten sedimentäre (vgl. Baumgärtel 1905) schichtige Erze aus Magnetkies, etwas Pyrit, Kupferkies und verbreitet ein wenig Zinkblende neben geringen Mengen von Arsenkies. Das Erz wechsellagert mit magnetitführendem Chloritschiefer, der nach oben hin allmählich überhand nimmt. Bei der tektonischen Durchbewegung wurde das Erzlager und sein unmittelbares Hangendes oft in wilden Falten zusammengestaucht. In dieser gestörten Partie im Hangenden des sedimentären Lagers entstanden Stauchhohlräume und kurze, gangartige Fiederklüfte. In diese hinein wurden aus dem Erzkörper Quarz und Kupferkies in großen Mengen, daneben Pyrit, Magnetkies, Arsenkies (etwas Cohaltig: "Glaukodot"), Spießglanze, Zinkblende, Chlorit, Eisenspat und etwas Feldspat mobilisiert. Der Kupferkies kommt auch hier in mehreren Generationen vor; älterer sitzt vor allem mit Quarz in Stauchhohlräumen, jüngerer in kurzen Querklüftchen. Drusenräume mit schönen Kristallen und das Gefüge der Erze lassen keine wesentliche tektonische Beanspruchungen dieser Bildungen mehr erkennen; sie sind also spät- bis posttektonisch im Gegensatz zu den durchbewegten und metamorphosierten älteren sedimentären Erzen. Diese Klingenthaler "Gangerze" sind ein höher metamorphes Analogon zum Rammelsberger "Kniest". Die Paragenese Quarz - Feldspat - Chlorit - Eisenspat erinnert sehr an die "alpinen Mineralklüfte", die ja heute überwiegend als Bildung epimetamorpher "Restlösungen" gedeutet werden. Die enge horizontbeständige Verbindung dieser "Gangerzzonen" mit dem sedimentären Lager macht es wahrscheinlich, daß ihr Inhalt wirklich aus dem Lager mobilisiert ist. Auch hier in Klingenthal sind gegenüber dem magnet- und schwefelkiesreichen Primärlager die Kupfer-, Arsen-, Antimon-, Kobalt- (Co-reicher Arsenkies!) und Edelmetall-Gehalte in den Mobilisaten relativ angereichert, während die Eisensulfide und wohl auch Zinkblende im Lager zurückblieben, wie die Analysentabelle (nach Beck 1905) zeigt.

	1.	2.		
Derbes Lagererz		Erzmobilisat		
	%	%		
Cu	1,01—1,95	7,87		
S	35-46	23,81		
Fe	46,3-52,9	35,28		
Co		0,20		
Ni	0,1	0,1		
Sb		0,08		
Sn	_	- Company		
Bi	_	0,27		
As	0,06-0,30	0,18		
Ag	Sp.	70 g/t		
Au	Sp.	2 g/t		

Eine weitere Abwanderung des mobilisierten Erzes auf Spalten usw. ist nicht beobachtet worden. Im tauben Phyllit gibt es zuweilen an Stellen starker Stauchung kleine Trümchen mit mobilisiertem Eisenspat ohne sonstige Erze.

Die Kieslager des "Typs Großarl" sind in den Ostalpen zwischen Brenner und Burgenland sehr verbreitet und an epi-mesometamorphe basische Grüngesteine, wie Grünschiefer, Prasinite u. ä., gebunden. Als Haupterze führen sie Pyrit, Magnetkies (oft mit kleinen Ni-Gehalten), Kupferkies, Magnetit und z. T. beachtliche Silber- und Goldgehalte. Obwohl diese Lagerstätten noch wenig erforscht sind, darf man sie wohl zum großen Teil auf Grund

der stellenweise erhaltenen Gelgefüge, "vererzten Bakterien" (Siegl 1953) und des lagigen Auftretens in basischen, wohl ursprünglich effusiv-tuffigen Gesteinen den exhalativ-sedimentären Kieslagern (s. oben S. 112) zuordnen. Neben Reicherzlinsen gibt es auch verbreitet fahlbandartige, ärmere Kiesimprägnationen, die sog. "Branden". Während die Eisensulfide meist bei der Metamorphose Kataklase erlitten, aber nicht umkristallisiert oder umgelagert wurden, zeigen die übrigen Erze und Mineralien häufig mehr oder minder hydrothermale Züge, sind aber noch schwach regionalmetamorph überprägt (Friedrich 1953, S. 385). In diesen "hydrothermalen" Erzen treten vor allem Kupferkies, daneben wieder Spießglanze, edle Silbererze, Arsenkies, Bleiglanz und Zinkblende auf. In Analogie zu den bisher beschriebenen Verhältnissen darf man wohl die "hydrothermalen" Erze auch dieser Kieslager als Mobilisate auffassen. Die Intensität der Mobilisation scheint sehr verschieden zu sein. Einige Lagerstätten in dem südlichen Kieslagerzug Brenner — Ahrntal — Tauernsüdrahmen zeigen Übergänge zum Typ der "heißthermalen, gangförmigen Kupfer-Silber-Lagerstätten" (Friedrich 1953). Diese Gänge (z. B. Knappenstube am Kreuzeck; Canaval 1910) treten nur in der Erzzone auf. Sie führen ähnlich wie die "alpinen Mineralklüfte" Feldspat, Quarz u. ä., dazu aber vor allem Bleiglanz und Kupferkies, die gegenüber dem Primärlager stark angereichert sind. Kupferkies ist wesentlich weiter als Pyrit vom Lager abgewandert.

In Kupferberg in Oberfranken (Ibach 1940) sind linsenartige Kieslager mit Pyrit, oft in schönen sedimentären Gelformen, Kupferkies, etwas Zinkblende, sehr wenig Bleiglanz und Magnetkies in altpaläozoischen Phylliten, Chloritschiefern und metamorphen Diabasen konkordant eingeschaltet. Syntektonisch gebildete, noch kräftig beanspruchte Schnüre und Linsen mit Kupferkies, Quarz, Kalzit und wenig Pyrit können in stärker beanspruchten Lagerbereichen häufig werden und sind nach Ibach ab dabs Mobilisate anzusehen. Die Pyrite sind dabei meist nicht wesentlich umgelagert worden, sondern erlitten nur eine starke Kataklase. Diese Lager werden "konkordant und diskordant" von Gängen aus Kupferkies, Quarz und Kalzit mit etwas Arsenkies, Speiskobalt-Chloanthit, gediegen Wismut, Fahlerz u. ä. durchsetzt. Eine wesentliche Durchbewegung haben diese Erze nicht erlebt, sie sind also spät- bis posttektonisch. Die Erzgänge treten nur im Bereich der Lager auf und fehlen in der weiteren Um

gebung. I bach nimmt an, daß die Gangerze aus dem Lager mobilisiert seien. Die Elemente Co, Ni, As und Bi seien bei der Metamorphose aus den sprunghaften Gehalten des sedimentären Lagers konzentriert. Die enge und ausschließliche Bindung der Gänge an einen langgestreckten Lagerzug und die Verwandt-

schaft des Inhaltes beider Lagerstätten sprechen entschieden gegen eine magmatisch-hydrothermale Herkunft der Gangerze.

Epi- bis mesometamorph überprägte Magnetiter ze werden anscheinend nirgends mobilisiert und umgelagert. Aus den Begleitgesteinen können dagegen spättektonisch Klüftchen mit Chlorit, Asbest, Gips, Kalzit, Baryt oder Quarz und Epidot gefüllt werden (vgl. die Bearbeitung der schweizerischen Magnetitvorkommen durch Hugiu. a. 1948).

Eisenspat (und seine Verwandten: Ankerit; Mischreihe FeCO₃-MgCO₃) scheint in der mittleren bis tieferen Epizone allgemein kräftiger als die bisher betrachteten Erze mobilisiert zu werden. Bei fortschreitender Metamorphose (Diagenese → Epizone) wird in der Epizone ein Teil des zweiwertigen Eisens im Gestein, das besonders in den verbreiteten leicht bituminösen Tongesteinen meist in eingesprengten eisenreichen Karbonaten und Toneisengeoden anwesend war, in die Porenlösung gehen, da irgendwelche Relikte der in Tongesteinen häufigen Toneisen-

steingeoden oder auch von älteren Eisenspat-Lagerstätten metamorph nicht bekannt sind. Eisenspat bildet syntektonische Porphyroblasten oder sitzt — besonders bei etwas stärkerer Metamorphose — in den Quarzlinsen (,, Quarzknauer") der Quarzphyllite. Die Quarzlinsen liegen gern in "aufgeblätterten" Stauchungszonen und müssen als Mobilisate aus dem unmittelbaren Nebengestein aufgefaßt werden. Auch spättektonische Eisenspat-Gänge sind nicht selten und wohl auch als Mobilisate zu deuten, da überall Mineralien häufig sind. die auch in typisch tektonisch metamorphen Mobilisaten, wie in den Quarzknauern der Phyllite, in den "alpinen Mineralklüften" und in den umgelagerten Partien der Kieslager in der entsprechenden metamorphen Tiefenstufe auftreten: Chlorit, Serizit, Quarz neben seltener ("hydrothermalem") Feldspat (besonders Albit, Adular), Epidot, blaugrüner Hornblende (besonders diaphtoritisch).

Ist nun in der Nähe eine Kalkeinlagerung, können die Lösungen mit dem leichter löslichen Kalk unter Ausfällung von Eisenspat reagieren. Es entsteht dann zwischen der Porenlösung im Kalk und Schiefer ein Konzentrationsgefälle (bezüglich Fe), durch das die Wanderung des Fe in den Kalk im Gang bleibt, bis theoretisch der Kalk vollständig in Siderit umgesetzt worden ist. In der Natur ist dieser Vorgang nie vollkommen. Die alpinen Eisenspatlager sind nach der Ansicht neuerer Autoren (Clar 1953; Friedrich 1953) so entstanden. Auch bei der rückschreitenden, diaphtoritischen Metamorphose wird Eisen frei. Eisensilikatmineralien, die in der Mesozone beständig waren, werden abgebaut und durch Minerale, die epizonal stabil sind, ersetzt. An Stelle von Granat, Staurolith, Chloritoid, treten eisenärmerer Chlorit, Mg-Biotit und Muskowit, wobei in großem Maße Eisen ausgestoßen

wird (nach Angel-Trojer 1953).

Auch bei den Spatmagnesiten wird an eine derartige Entstehung gedacht (Angel-Trojer 1953). Bei epi- bis mesozonaler Metamorphose werden ultrabasische Gesteine, die ja sehr Mgreich sind, mit Olivin, Bronzit, Diallag zu Antigorit-Serpentin umgesetzt, wobei erhebliche Mengen Magnesium frei werden und wohl gelöst abtransportiert werden müssen. 1 m³ Forsterit (Mg-Olivin) gibt bei Umwandlung zu Antigorit-Serpentin genug Magnesium für 0,9 t Magnesit ab. Die selteneren eisenreicheren Peridotite können natürlich nicht so viel freies Mg erzeugen. In den Ostalpen gibt es jedenfalls mehr als genug antigoritisierte Peridotite, um die vorhandenen Spatmagnesitvorkommen zu erklären. Die Mg-reichen Lösungen bilden mit tonschieferigen Gesteinen Talk oder Leuchtenbergit- (Mg-Chlorit-) Schiefer (Magnesiametasomatose) und mit Kalken oder Dolomiten Spatmagnesite. Da in anderen Gesteinen bei etwa gleichem Metamorphosegrad Fe mobilisiert wird, können auch MgCO3-FeCO3Mischminerale gebildet werden. Man kennt z. B. in den Ostalpen alle Übergänge von Magnesit- und Eisenspatvorkommen. Breunerite (Mg⁷⁰⁻⁹⁰, Fe¹⁰⁻³⁰) sind als Mineral der "Magnesitlagerstätten" und in Erzlagerstätten und Gesteinsmobilisaten bekannt. Die eisenreicheren Glieder der Mischreihe FeCO3-MgCO3 treten fast nur in den beiden letzteren auf (vgl. Meixner 1953). Die Spatmagnesit-Metasomatose in Dolomiten wird allerdings von Leit meier (1953) aus chemischen Gründen für unwahrscheinlich gehalten. Er nimmt analog zu spanischen Vorkommen eine sedimentäre Bildung und nachfolgende metamorphe Umkristallisation an. Die engen Beziehungen der Magnesitlagerstätten auch zu den gangförmigen Vorkommen mit (Mg. Fe)CO. sowie zu den Talk- und Mg-Chloritschiefern läßt zamindest eine Mitwirkung der metamorphen Umlagerungen wahrscheinlich werden, wenn auch geochemische Einzelheiten noch unklar sind. Für solche metamorphen Neubildungen von Mg-Mineralien spricht vor allem die Tatsache, daß aus den Ultrabasiten bei der Antigoritisierung Mg großzügig frei wird und diese Mg-Mengen ja irgendwo untergebracht werden müssen.

Wenn man die metamorphe Bildung der Spatmagnesite für möglich hält, muß man dabei mit größeren, weiträůmigen Stoffwanderungen rechnen. Denn wohl nirgends lagern die ultrabasischen Gesteine, aus denen bei der Antigoritisierung Mg frei wird, in der unmittelbaren Nähe (100—1000-m-Bereich) der zu verdrängenden Kalke, wohingegen großregionale Beziehungen oft durchaus bestehen.

Auch die großen metasomatischen Eisenspatstöcke bilden so große Metallkonzentrationen, daß weiträumige Wanderungen des Eisens unbedingt angenommen werden müssen, wenn man nicht ein prämetamorphes Vorhandensein der Erze für wahrscheinlicher hält.

Es sind also im Gegensatz zu den Erfahrungen besonders bei sonstigen Erzmobilisaten erhebliche Wanderweiten des Magnesiums und der Eisenkarbonate anzunehmen.

Im großen und ganzen zeigen die einzelnen Minerale auf den verschiedensten Vorkommen bei der epi-mesozonalen Metamorphose etwa ähnliches Verhalten. Ihre Mobilisationseigenschaften sind auf Tab. 2 zusammengefaßt.

Diese hier für die epi- bis mesometamorphe Zone aufgestellte Folge hat in den Grundzügen manche Ähnlichkeit mit der magmatischhydrothermalen Abfolge. Die bei der Metamorphose stabilen, wanderungsträgen Erze wie Magnetit, Eisenglanz und Pyrit gehören in den magmennahen, pneumatolytisch-katathermalen Bereich, die beweglichen Erze wie Spießglanze, Eisenspat, Bleiglanz sind dort magmenferner, niedrigthermal abgeschieden. Zinkblende nimmt bei beiden Vorgängen eine Mittelstellung ein. Aus dem Rahmen fallen besonders

Tabelle 2. Verhalten der Erzminerale bei epi- bis mesozonaler Metamorphose

Verhalten bei der Metamor- phose	Minerale	Neigung zur Idioblasten- bildung in ursprünglicher Umgebung	Anreicherungs- freudigkeit in Mobilisaten gegenüber Muttergestein	Wanderungs- weite
Sehr beweg- lich	Eisenspat- Magnesit	oft merklich	mäßig bis sehr groß	sehr weit, z. T. km!
Relativ be- weglich	Co-Ni-Arsenide, Bi, Ag, Au, Spießglanze, Quarz	gering	oft erstaunlich groß	
	FeAsS, (Fe, Co) AsS	z. T. nicht un- beträchtlich		oft relativ weit, meist nur bis 100 m- Beträge
	CuFeS ₂ , PbS Chlorit	gering oft merklich	mäßig	
Mäßig beweg- lich	Fahlerze	sehr gering	groß	gering?, z. T. auch weiter
	ZnS, FeS Epidot, "hydro- thermale Feldspäte", Kalzit	sehr gering oft merklich	mäßig bis gering	meist gering
Ziemlich	Pyrit	groß	relativ gering	meist gering
stabil	Eisenglanz	groß		
Stabil .	Magnetit	groß	sehr gering	praktisch null

Arsenkies, die Co-Ni-Arsenide, Kupferkies und ged. Gold, die höherthermal eingestuft werden, hier aber zu den leicht mobilisierbaren, in Lösung beweglichen Mineralien gehören.

Die Gesamtintensität der Mobilisation ist aber bei den einzelnen Vorkommen recht unterschiedlich. Bei anscheinend ähnlichen Bedingungen der Ausgangssubstanzen und Beanspruchungen findet man in manchen Gebieten kaum Mobilisate, während anderswo fast die ganze primäre Lagerstätte mobilisiert und umgelagert wurde. Bei keinem der untersuchten Fälle außer bei Eisenspat-Magnesit - ganz gleich, ob starke oder schwache Mobilisation herrschte - ist eine wesentliche Abwanderung der Minerale vom sprünglichen Verkommen festzustellen. Dabei sind

in der Regel paratektonisch gebildete Mobilisate quantitativ oft bedeutend, aber im engsten Primärbereich verblieben, während spätbis posttektonische öfter etwas weiter abwandern, aber mengenmäßig meist zurücktreten. Diese späten Umlagerungen sind meist auch auffälliger in der Lagerstätte, als die in den Primärverband eingewobenen

paratektonischen Mobilisate.

Bei den zahlreichen aufgeschlossenen Vorkommen müßte es eigentlich alle Übergangsstadien von nicht umgelagerten über teilweise bis zu fast vollkommen vom Platz entfernten, "regenerierten" Lagerstätten geben. Es deutet nichts darauf hin, daß der Stoffbestand derartiger älterer Lagerstätten im Verlauf der Epi- bis Mesometamorphose mobilisiert und an weiter entfernter anderer Stelle als "regenerierte" Lagerstätte (im Sinne Schneiderhöhn's) wieder abgeschieden wird.

Für die räumlich verschieden starke Mobilisation von Lagerstätten und Gesteinen bei sonst gleichem Ausgangsmaterial und etwa gleicher metamorph-tektonischer Beanspruchung können m.E. eigentlich nur folgende Gründe zu suchen sein:

- Zur Ansammlung von Mobilisaten sind "Hohlräume" oder Stellen mit vermindertem Druck ("Druckschatten" im kleinen; vertikale Spalten im großen) erforderlich. Diese können besonders während der Hauptdeformation in nicht spröden Gesteinen (Phyllite) weitgehend fehlen.
- 2. Unter den Bedingungen der Epi- bis Mesozone (rd. 200—400°C) also meso- bis katathermalen Bedingungen entsprechend werden die wandernden Stoffe in wäßrigen Lösungen aufgenommen. Reaktionen in festem Zustand dürften nur bei Blastesen, Um- und Rekristallisationen im Rückstand, eine Rolle spielen. Sind keine oder nicht genug Lösungsmittel vorhanden, dürfte auch die Umlagerung gering sein.

Etwa in wegsamen Gebieten aufsteigende Lösungen, die bei der Steigerung der Metamorphose durch den Umbau der nur in geringeren Teufen beständigen OH-reichen Verbindungen (z. B. Glimmer, Chlorite, Amphibole, Epidot-Zoisit) in OH-ärmere Mineralien freiwerden, hätten beim Vorbeiströmen an sich die älteren Lagerstätten auflösen können und den Metallgehalt an anderen Stellen abgeben können. Dies scheint in der Regel nicht oder nur untergeordnet der Fall zu sein, da

 die Zeit zur Reaktion zwischen den vorbeiströmenden Lösungen und dem räumlich sehr beschränkten, aber sehr konzentrierten Erzkörper zu kurz ist, um nennenswerte Mengen in Lösung gehen zu lassen, und 2. die aufsteigenden Lösungen keine sehr zusammengefaßten Ströme bilden, sondern über weite Strecken verteilt aufsteigen. Bei weiterem Aufstieg in höhere Krustenteile nimmt die Neigung zur Verzettelung (intensive Klufttektonik weniger metamorpher Bereiche) zu. Außerdem ist eine Verdünnung durch Grundwässer in oberflächennäheren Spalten usw. zu erwarten. Es ist demnach wahrscheinlich, daß die unten etwa gelösten Erze nicht konzentriert abgelagert, sondern weithin verstreut werden (vgl. Andreatta 1953).

Die Wanderungsfreudigkeit der Eisenkarbonate und des Magnesiums (als Magnesit, MgCO3-FeCO3, Talk, Mg-Chlorit) im Gegensatz zu den ortsbeständigeren anderen Erzen ist vielleicht dadurch zu erklären, daß unter bestimmten metamorphen Bedingungen zwangsläufig größere Fe-bzw. Mg-Mengen des Gesteins nicht mehr in den jeweils stabilen Mineralien untergebracht werden können, also aus diesem Gesteinsbereich wohl in Lösung weitgehend abgeführt werden m üssen. Da diese Vorgänge große Bereiche mit relativ hohen Gehalten an zwangsläufig freiwerdender Substanz erfassen, ist bei den großen Mengen eine Lagerstättenbildung aus mobilisierten Lösungen fernab vom Muttergestein durchaus wahrscheinlicher als bei den übrigen Metallen. Die "Buntmetallspuren" der Gesteine oder massigen Erze älterer Lagerstätten bleiben auch bei starker Metamorphose relativ stabil, wie die Spurenmetallgehalte vergleichbarer Gesteine verschiedenen Metamorphosegrades zeigen (vgl. Tab. 3); nur ein Teil wird anscheinend je nach den P-T-Bedingungen in den Porenlösungen aufgelöst werden und an Stellen mit etwas niedrigeren chemisch-physikalischen Bedingungen (z. B. "Druckschatten", mehr oder weniger entlastete Spalten; Ungleichwichte nach Reaktion mit anderen Mineralien wie Karbonaten), selten aber weit entfernt, wieder abgeschieden. Ein Zwang zu großzügiger Austreibung dieser Metalle aus den Gesteinen besteht nicht. Auf größere Teile der Gebirgskruste bezogen, spielen die Buntmetallgehalte keine bedeutende Rolle für den chemischen Charakter. Selbst massive Erzlagerstätten gehen in der Riesenmenge tauber Gesteine völlig unter.

Obwohl nun ziemlich wahrscheinlich ist, daß in der Epi- bis Mesozone ältere Erzlagerstätten (im bergwirtschaftlichen Sinne!) nicht auf größere Entfernungen umgelagert werden, gibt es doch eine Menge "hydrothermaler" Sulfidlagerstätten, bei denen ein Zusammenhang mit der Metamorphose angenommen wird. Am besten sind solche Lagerstätten in den Alpen erforscht worden (Clar 1953; Friedrich 1953; Huttenloch er 1953); im Varistikum gehören vielleicht die z. B. verbreiteten,

kleinen und armen Eisenspatgänge mit etwas Kupfererzen im thüringischen Schiefergebirge dazu. Auch die Quarz-Fluorit-Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommen der (epizonal-diaphtoritischen) Blastomylonitzone des bayrischen und böhmischen "Pfahles" könnten durch metamorphen Stoffaustausch erklärt werden (vgl. Köhler 1941).

Folgende Gesichtspunkte, von denen viele allgemeinere Gültigkeit haben, sprechen bei den alpinen Lagerstätten gegen eine magmatische

Herkunft:

1. Obwohl diese Lagerstätten in der Regel (alpidisch) spät- bis nachtektonisch gebildet sind, ist für große Gebiete keine Abhängigkeit der regionalen Zonenanordnung von den alpidischen Plutonen (Peradriatica) zu erkennen.

2. Die Lagerstättenbezirke sind meist jeweils an bestimmte Schichtenserien gebunden. Bevorzugt werden in den Alpen epi- bis mesometamorphe Gesteine meist paläozoischen Alters

und diaphtoritisches (Alt-?) Kristallin.

- 3. Die Lagerstätten bilden keine engbegrenzten Bezirke, sondern sind relativ weit verstreut. Groß- und Mittellagerstätten sind relativ selten, dann aber fast stets nur mit metasomatischem Eisenspat oder Magnesit in Karbonatgesteinen (s. o. S. 132 bis 137). Dagegen gibt es eine Unzahl kleiner und kleinster Vorkommen, die oft auch nur arme Erze führen. Die Erzmenge je Flächeneinheit ist offensichtlich viel geringer als in magmatischen Vererzungsbezirken. Die Vererzungsbezirke sind aber oft viel größer, vielfach enthalten bestimmte Schichten überall Erzvorkommen.
- 4. Die Erze dieser Vorkommen sind die epi- bis mesometamorph leicht beweglichen Erze: Kupferkies, Fahlerze, Bleiglanz, Ni-Co-Arsenide, Wismut, Edelmetalle, Arsenkies, untergeordnet auch Zinkblende und Spießglanze. Echt magmatisch-pneumatolytische Erze, wie Zinnerz, Wolframit und Molybdänglanz (gelegentlich lokal kleine Spuren) fehlen meist völlig. Charakteristisch ist die häufige Verknüpfung mit der Paragenese mobilisierter Eisenspatvorkommen und den Mineralien typischer Gesteinsmobilisate.

5. Die Paragenese der gangförmigen "heißthermalen" Silber-Kupferlagerstätten stimmt völlig mit manchen sicheren Mobili-

saten aus Kieslagern überein.

6. Größen- und mineralisationsmäßig gibt es oft alle Übergänge zwischen typischen kleinzügigen Gesteinsmobilisaten und Erzlagerstätten. Vielfach sind Erze neben Silikaten in Mobilisaten wie in den "Quarzknauern", oder in Ausfüllung "aufblätternder" Falten oder Klüften ("alpine Mineralklüfte" z. B.) konzentriert. Es ist nur eine Frage der Größenordnung und

der Führung nutzbarer Minerale, von wann ab man von einer "Lagerstätte" spricht. Solche großzügigeren Mobilisationen sind vor allem da zu erwarten, wo an Störungszonen das Nebengestein besonders kräftig beansprucht und metamorphosiert wurde. Oft ist an den Störungszonen mit den Lagerstätten die Metamorphose besonders stark (Clar1953). In epizonalen Gesteinen (Phylliten, Serizitschiefern, Grünschiefern) ist in Nähe der Lagerstätten die Kristallinität offensichtlich gegenüber dem weiteren Nebengestein gesteigert. In epimetamorph diaphtoritisch veränderten älteren Kata- und Mesometamorphiten ist die Diaphtorese an den vererzten Störungen besonders intensiv. Stellenweise wird der Störungsbereich in Chlorit- oder Serizitschiefer umgewandelt. Dieses deutet offenbar auf einen örtlich besonders lebhaften Lösungsumsatz bei gleichzeitiger tektonischer Beanspruchung hin.

- 7. Die Gangerze dieses Typs sitzen gern (abei durchaus nicht immer) auf nur lokal entwickelten tektonischen Störungen ohne große Verwerfungsbeträge, Kluftsysteme in "spröden" Schichten und etwa Schieferungs- oder Schicht-parallele, oft linsige Gänge (Lagergänge). Beliebt sind auch Mylonitzonen mit starker Diaphtorese des Nebengesteins. Die magmatischhydrothermalen Gänge dagegen sind meist tief durchgreifende tektonische Spalten größerer Erstreckung mit oft bedeutendem Verwurf und oft betont spättektonisch. Sie sind vielfach Queroder Diagonalstörungen mit bevorzugt vertikaler Raumlage.
- 8. Charakteristische "primäre" Teufenunterschiede mit mehr oder minder sauberer Trennung der Minerale¹), wie man sie auf vielen magmatisch-hydrothermalen Erzgängen kennt. gibt es offenbar nicht.
- 9. Da die Erzführung häufig an die Nähe bestimmter, oft nicht sehr mächtiger Gesteinsschichten gebunden sind, entstehen in größerem Maßstabe Bilder wie bei den Kieslagerstätten, deren Mobilisate in der Nähe des primären Erzlagers, der Quelle des Stoffes der Mobilisate, bleiben.

Die Gangarten der Erzgänge sind oft deutlich vom Nebengestein abhängig und bestehen aus Mineralien, die sicherlich aus diesem Nebengestein mobilisiert sind.

Nach Friedrich (1953) führen in den Schladminger Tauern die Gänge im Quarzphyllit und Serizitquarzit; Quarz, Ankerit, Serizit, Chlorit, Eisenglanz, etwas Magnetit, Pyrit und Kupferkies;

¹⁾ Z. B. im Harz von oben nach unten: tauber Baryt — Baryt-Bleiglanz — Bleiglanz-Kalkspat — Bleiglanz-Zinkblende-Kalkspat — Zinkblende-Bleiglanz-Quarz — Quarz-Zinkblende — Kupferkies-Pyrit-Quarz — tauber Quarz.

in diaphtoritischen Gneisen u. ä. des Altkristallins: Quarz, Karbonat (Ankerit u. ä.), Chlorit, Albit, Glimmer, Zeolithe, Eisenglanz und Pyrit; in diaphtoritischen Amphiboliten: Karbonat, Quarz, Epidot, Klinozoisit und Alkalihornblende;

im epimetamorphen Triaskalk: Karbonat, Quarz, Flußspat, Zinkblende

und Pyrit.

Ähnliche Beobachtungen liegen vor an: Golderzgängen der Hohen Tauern (Canaval 1911), Eisenspat-Fahlerzvorkommen im Verrucano des Stanzer Tals bei Landeck (Taupitz 1954), Ni-, Co-, Bi-, Cu-Erze in den Walliser Alpen (Halm 1944; Gillieron 1946).

Die Gänge führen also weitgehend Minerale, die in dem unmittelbaren Nebengestein für die Epizone der Metamorphose typisch sind. Man muß daraus schließen, daß die Gangarten der Gänge aus dem unmittelbaren Nebengestein mobilisiert und in den "Spalten" wieder abgeschieden wurden ohne wesentliche Stoffabwanderung von der "Mutterlagerstätte". Da keine prinzipiellen Unterschiede zwischen Gangarten und Erzen anzunehmen sind, ist auch für die Erze der "Metamorphose-Mobilisatlagerstätten" in den meisten Fällen eine Herkunft aus den benachbarten Gesteinen sehr wahrscheinlich, zumal häufig die Erzführung überhaupt oder gewisse Erzparagenesen nur in bestimmten Gesteinsschichten auftreten.

Wie nun die mobilisierten Gangarten von der Zusammensetzung des unmittelbaren Nebengesteins abhängig sind, muß man auch bei Erzen annehmen, daß die jeweils mobilisierten Metalle im Nebengestein der Erzmittel schon geochemisch gegenüber der weiteren Umgebung angereichert waren bzw. in einer besonders gut mobilisierbaren Form vorlagen. Genaue geochemische Untersuchungen der Nebengesteine solcher Erze sind dringend erwünscht.

Es sind also auch bei diesem Lagerstättentyp die Erkenntnisse anwendbar, die durch die Untersuchung der Mobilisierbarkeit von vormetamorph gebildeten Erzlagerstätten gewonnen wurden. Oft sind nutzbare Metalle (bes. Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Bi, Ag, Au; aber auch As, Sb) in den Mobilisatlagerstätten gegenüber dem Nebengestein erstaunlich angereichert. Die Tendenz zur Anreicherung der "beweglichen Erze" (mit den obengenannten Metallen) in den Mobilisaten ist auch bei den Kieslagern deutlich erkennbar (vgl. S. 130 ff.). Offensichtlich genügt zu solcher Anreicherung nicht eine nur statische Metamorphose. Die meisten bedeutsameren Mobilisate treten in tektonisch stark, meist stärker als ihre Umgebung, beanspruchten Zonen mit offenbar kräftigem Lösungsumsatz auf. Die Neubildungen aus dem mobilisierten Stoff sind aber meist deutlich unmittelbar nach der hauptsächlichen Durchscherung und Durchbewegung abgeschieden und sind selber meist nur noch untergeordnet beansprucht.

Verständlicherweise zeigen diese Lagerstätten manche Konvergenzen mit echt magmatischen Vorkommen, besonders solchen, die tiefgelegenen abyssischen Magmen entstammen. Es gibt auch bei diesen abyssisch-magmatischen Lagerstätten, bes. etwa synorogenen, sicherlich Mischtypen, bei denen ein Teil des Stoffbestandes magmatischer, ein anderer Teil "metamorpher" Herkunft ist (Tauerngold z. T.?).

Tiefere Meso- und höhere Katazone

Anschließend möge der Bereich der tieferen Mesozone und oberen Katazone oberhalb des Auftretens von echten Anatekten (silikatische Mobilisat-,,Schmelzen") besprochen werden. Intrusionen von granitischem Material aus dem Bereich der Aufschmelzung kommen hier häufiger als in höheren Zonen vor, von denen wiederum oft eine gesteigerte Metamorphose ausgeht. Im wesentlichen herrschen blastische Gefüge, wobei das Primärgefüge weitgehend erhalten bleibt. "Die Erhaltung präblastischer Strukturen zeigt, daß die molekulare Mobilität der Hauptmenge des Gesteins gering ist" (Mehnert 1953). Die Temperaturen dieser metamorphen Zonen kann man mit dem höchstthermalen bis pneumatolytischen Bereich einer magmatischen Abfolge vergleichen.

Das Verhalten der wichtigsten Erze in diesem Bereich kann man auch hier wieder besonders schön an metamorphen Erzlagerstätten

studieren.

Die Kieslagerstätte von Lam im bayrischen Wald ist in tief-mesozonale Glimmerschiefer eingelagert. Das Erz zeigt gleichkörniges, oft blastisches Gefüge; nur selten sind Relikte von Sedimentärgefügen erhalten, aber nicht einmal lokale Mobilisationen der Erze sind zu beobachten (H e g e m a n n - M a u c h e r 1934). Die einzigen, ganz unwesentlichen Umlagerungen entstammen einer späteren Epimetamorphose, wie das Auftreten von Chlorit zeigt.

Die Nachbarlagerstätte von Bodenmais ist höher, katazonal beansprucht. Trotzdem sind auch hier die Erze nur blastisch umkristallisiert, nicht aber umgelagert. Der Pyrit ist durch die Metamorphose stellenweise zu Magnetkies "abgeröstet" worden, wobei allerdings Schwefel in gelöster Form weggeführt sein muß. Gewisse Mobilisationen ohne weiträumige Umlagerungen finden sich

am Kontakt mit intrudierenden jüngeren Graniten.

Auch von hochmetamorphen Fahlbändern, Kiesimprägnationen, sind keine

gleichstufigen Mobilisate bekannt.

Die meisten lagigen, oft rhythmisch-feinschichtigen Eisenerze des mittelschwedischen Kristallins, wie "Quarzerze" oder viele "Skarnerze", auch manche "Kalkerze" mit Eisenglanz oder Magnetit, gelten heute als primär sedimentär (vgl. Magnusson 1953, S. 209). Sie sind bei der kräftigen Regionalmetamorphose umkristallisiert; häufig sind blastische Magnetitoktaeder in Eisenglanzgrundmasse oder Eisenglanztafeln in Magnetit (Sjustjärnmalm = Siebensternerz). Das ursprüngliche Schichtgefüge ist oft noch erhalten; wesentliche Umlagerungen des Stoffbestandes infolge der Metamorphose sind nicht zu beobachten.

Während also eigentliche Mobilisatausscheidungen aus wässerigen oder überkritischen "Lösungen" oder "Schmelzen" im besprochenen Bereich gar keine Rolle zu spielen scheinen, sind doch Reaktionen zwischen Kalksteinen oder Dolomiten und angrenzenden Gneisen, Leptiten oder Amphiboliten anscheinend recht verbreitet. Dabei treten oft Räume von mehreren 100 m Mächtigkeit in Stoffaustausch. Aus den Silikatgesteinen diffundieren in die Karbonate Kieselsäure, Tonerde, Eisen und Kali und setzen sich mit diesen um unter Bildung eines "Reaktionsskarnes". Ein großer Teil der Skarne ist aber sicherlich durch Metamorphose mergeliger Kalke ohne Zufuhr neuer Substanz entstanden. Unter Beteiligung des Kaliums wird gern an der Grenze des Skarns gegen den Gneis u. ä. eine Biotit-reiche Partie abgeschieden ("Glimmersköl"). Magnesia aus dem Dolomit kann dabei im Skarn und im Nebengestein die Bildung von Anthophyllit oder Cordierit gestatten (vgl. Eskola in: Barth-Correns-Eskola 1939, S. 406) ("Magnesia-Metasomatose"). Dolomit wird durch Abgabe des Mg in Kalzitmarmor umgewandelt. Solche Reaktionsskarne sind auf vielen schwedischen Eisenerzlagerstätten bekannt.

Ein gut erforschtes Beispiel ist die Eisen-Manganerzlagerstätte von Långban in Mittelschweden. Dort sind in gneisartige Leptite mit "Grünsteinen" (Amphibolit) steile Mulden mit Dolomit und Linsen mit ursprünglich Eisenglanz und Eisenkiesel bzw. Braunit (heute noch als Relikte) eingefaltet. Der Dolomit reagierte etwa in der oben angegebenen Weise mit dem umgebenden Silikatgestein unter Bildung von Reaktionsskarnen. Auch die Erze werden bei der Metamorphose verändert. Der feinstkörnige Eisenkiesel kristallisiert zu grauem Quarz mit blastisch gewachsenem Eisenglanz um. An der Grenze der Eisen- oder Manganerze gegen Dolomit entsteht durch Umsetzungen von Quarz, Hämatit, Braunit einerseits und unreinem Dolomit andererseits Skarn und vor allem Magnetit bzw. Hausmannit. Die eigentümlichen Mangansilikate der Skarne an den Manganerzkörpern von Långban sind weltbekannt. Im Kern der Erzkörper ist oft noch der ursprüngliche Eisenkiesel bzw. Braunit vorhanden und wird von einer Skarn-Magnetit- bzw. Hausmannit-Zone umgeben, die selbst wieder an den Dolomit angrenzt. Die Reaktion des Dolomits mit Erzen ist dadurch erwiesen, daß Skarn und "neugebildetes" Erz gegen Eisenkiesel und Dolomit Verdrängungsgefüge zeigen.

Ähnliche Verhältnisse findet man auf zahlreichen mittelschwedischen Skarneisenerzlagerstätten (z. B. Persberg, Nordmark, Taberg). Die sedimentäre Struktur (Lagenbau) der Erze ist manchmal noch deutlich vorhanden, nur die Lagerart ist zu Skarn umgebildet; manchmal wirken auch die Erze völlig, "metasomatisch". Die Bildung von Reaktionsskarnen an der Dolomit- (bzw. Kalkstein-) Leptit-Grenze ist oft schön zu beobachten. Namhafte metamorphe Umlagerungen der Eisenerze über größere Weiten scheinen dagegen nirgends

beobachtet worden zu sein.

Eine entsprechende sulfidische Lagerstätte mit Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Magnetkies und Pyrit befindet sich in Garpenberg (Mittelschweden) (vgl. Magnusson 1953; Abt 1954). In Verband mit wahrscheinlich tektonisch stark gestörten Leptiten, Quarziten, Biotit-Glimmerschiefern, Amphiboliten und dolomitischen Kalksteinen setzen dort — meist unweit der Kalksteinlagen in biotitreichen Schiefern — Linsen von Sulfiderzen auf. Die Sulfiderzlager waren z. T. (Typ der "Komplexerze" besonders) schon vormetamorph vorhanden, wie die nicht seltenen poikilitischen Erzeinschlüsse in den blastischen Silikaten (Granat, Quarz, Amphibole, Pyroxene u. ä.) und das körnige, oft kristalloblastische Gefüge "ohne Altersfolge" zeigen. Sie sind wohl (exhalativ?) sedimentärer Entstehung. Bei der meso- bis katazonalen Metamorphose wurden die Normalsedimente (und evtl. saure Vulkanite) in Leptite und Glimmerschiefer umgewandelt. Durch Umsetzung dieser Silikatgesteine mit den Kalken und Dolomiten im posttektonischen Stadium entstanden in den Kalken Reaktionsskarne (vorwiegend Grammatit) oft mit randlichen Granat-Biotit-

Zonen (Sköl), während mit dem ausgetauschten Magnesium die Glimmerschiefer

mit Cordierit imprägniert wurden.

Das Erz der prämetamorphen "Komplexerze" wurde z. T. bei der Bildung der Reaktionsskarne mit diesen zusammen umgelagert und verdrängt bevorzugt die karbonatischen Reste in und an den Skarnen ("Skarnerz"). Bemerkenswerterweise wird Pyrit nur in geringem Maße aus den Komplexerzen mobilisiert und ist im Gegensatz zu Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende und Magnetkies, aber auch etwas Magnetit, nur sehr wenig im Skarnerz zu finden.

Die Garpenberger Lagerstätte ist deshalb für das Studium der Erzmobilisation bei der Metamorphose interessant, da sie später, wohl svionisch, stellenweise eine epimetamorphe Diaphtorese erlebte. Etwa im Schichtenstreichen liegende Störungszonen werden kräftig durchbewegt. Die Biotit-Granat-,,Sköl" werden gern als Bewegungsbahnen benutzt. Die Erzkörper werden stellenweise in (später rekristallisierte) Tektonite mit rundlichen "tektonischen Geröllen" aus Quarz und Skarnsilikaten umgewandelt. Besonders in der Nähe von Bewegungsbahnen werden die Gesteine vertalkt (besonders Mg-reicher Glimmerschiefer) und chloritisiert (besonders Biotit, aber auch Skarn).

Offenbar unmittelbar an diese Durchbewegung anschließend werden Erze mobilisiert. Die Mobilisate sitzen in Linsen, Stauchhohlräumen und Trümchen in den älteren Erzen, wandern auf gangartigen Spalten bis zu wenigen 100 m Entfernung ab und bilden auch selbständige, etwa schichtenparallele Erzkörper. Sie sind anscheinend nur noch relativ geringfügig tektonisch beansprucht worden. Der Inhalt weicht stark von den älteren Lagerstätten ab: Quarz, Flußspat, Kupferkies und hohe Edelmetallgehalte (sog. Kupferharterz). Dieser Erzbestand ist durchaus in einem epizonalen Mobilisat verständlich, da Kupferkies und Edelmetallgehalte unter jenen Bedingungen besonders mobil sind, wie schon oben gezeigt wurde. Der Fluorgehalt entstammt möglicherweise dem Nebengestein, da in unmittelbarer Nähe der älteren Erzkörper quarzige Gangart in der Regel vorherrscht.

Die enge Bindung der Harterze an die wesentlich älteren Komplex- und Skarnerze läßt ihre Deutung als Mobilisate am plausibelsten sein, während die Annahme einer magmatisch-hydrothermalen Zufuhr genau in den alten Vererzungsraum hinein, aber wohl mindestens einen geotektonischen Zyklus später, ziemlich unwahrscheinlich ist.

Als allerjüngste Mobilisate sind kleine Quertrümchen mit Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Pyrit anzusehen, die quer die Komplex- und Skarn-

erzkörper durchsetzen.

Ähnliche Lagerstätten wie Garpenberg gibt es noch vielfach in Mittelschweden. Das Schwefelkies-Kupferkies-Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommen von Falun dürfte davon am bekanntesten sein.

Die hier skizzierten mittelschwedischen Sulfiderzlagerstätten werden von den meisten Autoren magmatisch-hochthermal angesehen und sollen von den "Urgraniten" abstammen, die nach der Metamorphose des leptitischen Nebengesteins entstanden (vgl. S. 146).

Dagegen und für eine prämetamorphe, wahrscheinlich sedimentäre Entstehung vieler dieser Lagerstätten sprechen folgende

Gesichtspunkte:

1. Die ältesten Erze haben mit Gangart und Nebengestein eine gemeinsame hochmetamorphe Umkristallisation erlitten. Die Sulfide sind sicher älter als die kristalloblastischen Gangarten.

2. Die Sulfiderze sind in der Art ihres Auftretens eng verwandt mit den Reaktionsskarn-Eisenerzen und durch Übergänge mit ihnen verbunden. Diese Eisenerze haben nach vielen Bearbeitern oft reliktisch noch die Gefüge typisch sedimentärer Eisenerze erhalten. Für solche Quarz-, Kalk- oder Skarnbänder-Eisenerze ist nach Magnusson (1953) an sedimen-

tärer Entstehung nicht zu zweifeln.

3. Die Urgranite, die eigentlich nur als "Erzbringer" in Frage kämen, werden heute vielfach (Koark 1952; vgl. auch Eskola in Barth-Correns-Eskola 1939) nicht als intrusive Granite aufgefaßt, sondern Ergebnisse metasomatischer Granitisation oder als granitische Mobilisate des Leptits in tektonisch geeigneten Räumen angesehen. Bei ihnen sind große Mengen leichtflüchtiger Differentiate mit entsprechenden Metallgehalten nicht zu erwarten.

Zusammenfassend ist für die tiefere Meso- und obere Katazone

zu sagen:

1. Umkristallisation ohne erhebliche Stoffverschiebung und Bla-

stese herrschen vor.

- 2. Die Mobilisationsfreudigkeit der Erze im stoffhomogenen Gestein ist fast Null. Abgewanderte Mobilisate, die ähnlich wie in der Epizone in Druckschatten, Stauchhohlräumen, Spalten usw. sitzen, gibt es anscheinend fast nicht. Alle derartige Mobilisate auf Lagerstätten des besprochenen Metamorphosegrades sind offensichtlich einer späteren Diaphtorese zuzuordnen.
- 3. In den Grenzbereichen von Silikat- und Karbonatgesteinen können relativ weiträumig (bis 100-m-Dimension, aber nicht regional) Stoffe ausgetauscht werden: "Reaktionsskarn", "Magnesiametasomatose", Biotit-Sköl-Bildung. Auch Erze wandern gern mit den Skarnmineralien zusammen in die Kalke und Dolomite ein. Ähnlich wie in der Epizone sind auch hier Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Magnetkies wanderungsfreudiger als Pyrit. Magnetit entsteht gern bei Reaktion von Karbonat und Eisenglanz, bleibt aber anscheinend gern nahe der Mutterlagerstätte.

Tiefere Katazone, Bereich der Aufschmelzung

Im oberen Teil dieses Bereiches werden Quarz, Orthoklas und Plagioklas gemeinsam mobilisiert und als pegmatit- oder aplitähnliche "Metatekte" ("Venite") in Spalten, Lagen parallel zur Schichtung, Flexurzonen oder auch unregelmäßig begrenzten Körpern abgeschieden. Der nicht mobilisierte Rest besteht vorwiegend aus den dunklen Gemengteilen, wie Biotit, Amphibol, Pyroxen, dazu Cordierit, Granat, Sillimanit, Apatit, Zirkon (nach Mehnert 1953). Diese dunklen Gemengteile sind in den "Restgeweben" gegenüber dem Ausgangsgestein relativ angereichert. Nach Mehnert (1953) ergibt sich bei

der Summierung von Metatekt + Restbestand etwa die Zusammensetzung des Ausgangsgesteins. Die Wanderweiten der Mobilisate sind also recht gering; sie sind in diesem Falle etwa an Ort und Stelle geblieben. Die pegmatitähnlichen Mobilisate ziehen offenbar das Wasser des Gesteins an sich, da für Quarz-Feldspatschmelzen die Aufnahme von Wasser exotherm verläuft. Das Restgewebe wird daher "getrocknet", und es bilden sich in ihm wasserfreie Minerale (z. B. aus Biotit: Granat, Sillimanit, Andalusit, Augit). Auch Kalium wandert gern mit Wasser zusammen in die Mobilisate und baut dort Kalifeldspäte auf.

In tieferen Bereichen können auch die dunklen Gemengteile in immer größerem Maße in die Metatekte (granit- oder quarzdioritartige Metatekte) übertreten. Diese Metatekte werden breiter und sind endlich, da stofflich keine scharfen Unterschiede mehr gegen das Restgewebe bestehen, oft unscharf begrenzt ("nebulitisch"). Schließlich werden alle Bestandteile gleichmäßig mobilisiert. Das Ergebnis sind etwa gleichkörnige Gesteine, die weitgehend Graniten oder Quarzdioriten gleichen ("Diatexite").

Zu erwähnen ist, daß gelegentlich auch das granitische Material, das in tieferen Teilen mobilisiert wurde, in höher gelegene, weniger metamorphe kristalline Schiefer intrudiert (Arterite, "Injektionsgneise"). Eine ganz sichere Trennung der injizierten von den metatektischen Gesteinen dürfte oft nur schwer durchzuführen sein. Die Bedingungen sind, zumindest in tieferen Krustenteilen, wohl in beiden Fällen recht ähnlich. Ein Stoffaustausch zwischen Injektionen und Zwischenmasse findet wohl oft ähnlich statt wie zwischen Restgewebe und Metatekt.

Wie verhalten sich nun die Erze im Anfangsstadium der Aufschmelzung? Pyrit- bzw. Magnetkiesgehalte des Gesteins verbleiben (nach Wimmenauer bei Mehnert 1953) im melanokraten Restgewebe. Bei Zerfall des Biotits, dessen K-Gehalt in das Metatekt zur Bildung von Kalifeldspat abwandert, wird Fe frei, das mit dem Pyrit des Gesteins unter Magnetkiesbildung reagiert. "Auf jeden Fall werden die Fe-Erze im melanokraten Restbestand angereichert, nicht im Metatekt, sie sind also relativ immobil! Daneben können aber auch in geringem Umfang Erze des Altbestandes — soweit vorhanden — im Metatekt mobilisiert werden. Zu einer eigentlichen Lagerstättenbildung ist es dagegen an keiner Stelle des Untersuchungsgebietes (Schwarzwald) gekommen" (Mehnert 1953).

Gute Beobachtungen ermöglicht die Nickelmagnetkieslager. stätte Horbach Wittenschwand im Schwarzwald (Klöß 1941; Weinschenk 1907). Dort sind vor der gemeinsamen Metamorphose in die Gesteine, die heute als Mischgneise vorliegen, Gabbros, Norite und hornblenditische Pyroxenite mit z. T. beachtlichen Gehalten an Nickelmagnetkies, Kupferkies, Pyrit, Magnetit und Ilmenit intrudiert. Später wurden die sauren Gesteine einschließlich der basischen Einschaltungen mehrstufig hochmetamorph nach folgendem Verlauf beansprucht: erste regionale Anatexis (vorwiegend statisch);

regionale kinetische Umkristallisationsmetamorphose; zweite regionale Anatexis [vorwiegend statisch; (Hoenes 1949)]. Vorwiegend in der Periode der zweiten Anatexis entstanden im Gneis und auch untergeordnet in den basischen Gesteinen zahlreiche pegmatitähnliche Metatekt-Adern und Schlieren. In Horbach sind die Gneise, die unmittelbar an den basischen Komplex angrenzen, besonders reich an Metatekten, von denen nur wenige als Gänge und Schlieren in die basischen Serien hineinsetzen. Dort führen sie basischere Feldspäte als im Gneis und Erze oft in derber, reicher Ausbildung: Nickelmagnetkies, Kupferkies, Pyrit, Ilmenit; Magnetit ist meist nur wenig vorhanden, da er im Restbestand bleibt. Die Erzführung dieser pegmatitischen Metatekte hört stets in einiger Entfernung vom Primärerzkörper auf.

Sehr interessante Beobachtungen über das Verhalten von Eisenerzen im Bereich der Anatexis lassen sich auf den nordschwedischen Eisenerzel agerstätten vom Malmberget (Gellivaare-Erzfeld) (Magnusson 1953; Paetow 1953; Koark 1952) machen. Die apatitreichen Magnetit-Eisenglanz-Erze sind prämetamorph gebildet; ihr oft vorhandener rhythmischer, weit aushaltender Lagenbau (cm-bis dm-Dimension) ist nach Koark (1952, S. 262 und 270/71) vermutlich nur sedimentär, bestimmt aber nicht liquidmagmatisch (wie Kiruna) zu deuten. Im engen Verband mit ihnen kommen Amphibolite und "Skarne" vor, die wohl aus basischen Ergußgesteinen und Tuffen entstanden sind, während das weitere Nebengestein Gneise und besonders Leptite bilden, die z. T. reliktisch die Gefüge porphyrischer Ergußgesteine erkennen lassen.

Durch Tiefentektonik wurden Gesteine und Erze zu steilachsigen, oft engen Schlingen gefaltet. Obwohl die (tektonisch besonders mobilen) Erze in den Sattelbzw. Muldenachsen zu steilstehenden zigarrenartigen Körpern "tektonisch angereichert" werden, ist der Schichtenzusammenhang der Erz-Amphibolit-Serie meistens noch gut zu verfolgen. Die breccienartigen Einschlüsse von Leptit in Erz scheinen tektonischer Entstehung zu sein. In tektonisch entlasteten Gneis-Leptit-Partien bilden sich — offenbar ohne Stoffzufuhr von außen — mobilisierte Körper von Urgranit (nach Koark 1952). Abseits der Lagerstätten ist die Aufschmelzung bzw. Granitisierung bis zur Bildung etwa einheitlicher Granitstöcke gediehen ("Urgranit" = "Linagranit"). Auch sonst sind die metamorphen Gesteine von zahlreichen Metatekten pegmatitischer, seltener aplitischer und granitischer Natur, die meist Orthoklas, Quarz und Biotit enthalten, z. T. adergneisartig durchzogen. In Gneis oder Leptit ist die Metatekt-Natur dadurch deutlich, daß nahe den Metatekten die Restgewebe oft an hellen Bestandteilen verarmt sind und die typischen Bildungen von Sillimanit, aber auch Korund zeigen, was offenbar auf Alkali-Entzug deutet.

In der Nähe der Erze, Amphibolite und Skarne finden sich in den Metatekt-Linsen, Nestern oder Trümern Hornblende, Pyroxen und Albit, dazu Magnetit, Eisenglanz (oft in großen Kristallen) und Apatit. Die Metatekte sind nie soerzreich wie das umgebende Gestein; die Silikate, besonders die hellen Bestandteile, werden relativ angereichert. Vielfach kann man in den Metatekten offene Drusenräume beobachten, die neben den obengenannten Mineralien auch Quarz, Skapolithe, Zeolithe (Desmin, Chabasit, Heulandit), Titanit, Fluorit, Kalzit, Baryt und als Erze Pyrit und Kupferkies führen. Diese Paragenese deutet ebenso wie das öftere Auftreten von Turmalin auf den Metatekten der Leptitserie darauf hin, daß flüchtige Bestandteile [Wasser, aber auch Cl (Skapolith!) und B (Turmalin!)] in die Metatekte eingetreten sein müssen, im Gegensatz zu den Erfahrungen im Schwarzwald (s. oben S. 145). Die Metatekte scheinen auch recht beweglich gewesen zu sein: Die Kalifeldspat-Quarz-Biotit-Pegmatit-Mobilisate der sauren Nebengesteine durchsetzen oft die Erzserie.

Die Hornblende-Pyroxen-reichen Mobilisate sind oft aus den Erz-Amphibolit-Skarn-Partien abgepreßt und durchtrümern deren leptitisches Nebengestein (sog. "Skarnbreccien", da die Hornblende-Pyroxen-reichen Mobilisate skarnartigen Mineralaufbau haben).

Trotz der relativ hohen Beweglichkeit bleiben diese "Skarn-Erzmobilisate" in der Nähe (10- max. 100-m-Dimension) ihres Ursprunges. Von einer Abwanderung der Erze im Zusammenhang mit der metatektischen Mobilisation kann auch hier keine Rede sein.

Auch in Mittelschweden ist es durchaus die Regel, daß sich Erze gegen Aufschmelzung und Granitisierung besonders widerstandsfähig verhalten. (Leider konnte der Verf. Gruben mit derartigen Aufschlüssen nicht selbst kennenlernen.)

Im Herrängsfält (Magnusson 1953, S. 279-281) setzen prämetamorphe Skarneisenerze (vorwiegend Magnetit) mit gleichem Streichen aus den Leptiten in die magmatitischen Urgranite, die aus den Leptiten entstanden. Im Urgranit sind Erze und Skarne stark korrodiert und von Granitlinsen durchsetzt. Der Granit selbst ist nahe am Erz reich an Hornblende, Epidot, Biotit und Magnetit. Bemerkenswert sind Sulfid-Anreicherungen (Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz) am Rande der Erz- und Skarnpartien. Die Sulfide sind offenbar aus den Spurenmetallgehalten der granitisierten Gesteine angereichert. Entsprechendes konnte auch in Intrånget bei Hedemora beobachtet werden (Bottke 1951).

Nach den obigen Beobachtungen verhalten sich die Erze im Bereich der beginnenden Aufschmelzung folgendermaßen:

- 1. In der Regel bleiben Erze im Restbestand zurück, Magnetit scheint beständiger als Eisenglanz und die Sulfide zu sein. Magnetitlagerstätten können noch in völlig granitisiertem, "aufgeschmolzenem" Nebengestein im großen und ganzen mit ihren alten Strukturen erhalten bleiben.
- 2. Bei reichlicher Anwesenheit von Erzen im Restgewebe werden auch die Metatekte etwas Erz führen. Gegenüber den Altbeständen sind die Metatekte stets relativ erzärmer. Es gibt offensichtlich keine "Erzmobilisate", die nennenswerte Metallanreicherungen gegen ihre Umgebung zeigen. Eine gegenüber Silikaten selektive Erzmobilisation konnte im Bereich der Anatexis nirgends beobachtet werden. "Helle" Silikate (Quarz, Feldspäte) werden wesentlich leichter als die Erze mobilisiert; etwa gleichzeitig und gleich stark wie die dunklen Bestandteile (Biotit, Hornblende, Pyroxen) gehen Erze ins Metatekt über.
- 3. Ob flüchtige Bestandteile bei der Metatexis und Anatexis vorhanden sind oder nicht, scheint auf die Mobilisationsfreudigkeit der Erze keinen sehr bedeutenden Einfluß zu

haben. Ausnahmen sind vielleicht bei Vorhandensein größerer Mengen besonders aktiver "Mineralisatoren" (F, Cl u.ä.)

möglich.

4. In keinem Fall ist es nach den bisherigen Beobachtungen im Rahmen der Aufschmelzungserscheinungen zu einer erheblichen Abwanderung der erzführenden Mobilisate von ihrem Ursprungsort gekommen.

5. Bei vollkommener Aufschmelzung werden die Erzgehalte in der "Schmelze" verstreut (vgl. Herräng). In der neuentstandenen "Schmelze" scheint nicht die Möglichkeit zur Bildung von Erzkonzentrationen gegeben zu sein. Am Rand der Aufschmelzung, der Granitisierung, ist dagegen gelegentlich auf Grund von Stoffaustausch eine lokale Erzanreicherung möglich. Es handelt sich dabei wohl um Vorgänge, die analog der Bildung von "Reaktionsskarnen" sind. Solche Lagerstätten haben, ähnlich wie die Reaktionsskarnerze, etwa den Charakter von Kontaktlagerstätten.

Nur regionaler gesammelte anatektische Schmelzen können nach Aufstieg, Kristallisation und Differentiation zu bedeutenden Erzvorkommen führen als einem Zweig der "im engeren Sinne magmatischen" Erzlagerstätten, die in folgendem Abschnitt erörtert werden sollen.

III. Magmatismus und Lagerstättenbildung

Bei der Diagenese und Metamorphose werden, wie oben gezeigt wurde, Metalle nur in Ausnahmefällen wirklich großzügig mobilisiert und konzentriert. Bei der Aufschmelzung und Granitisation der Sedimente werden die Metallgehalte nicht selektiv mobilisiert; die Metallgehalte können also nicht von den Gesteinsmineralien getrennt werden. Die Produkte der Aufschmelzung, die "neugeborenen" granitischen oder dioritischen Gesteine, enthalten die Metalle in feinverteilter Form und in den gleichen durchschnittlichen Mengen wie die metamorphen Sedimente, aus denen sie entstanden. Ältere, z. B. sedimentäre Metallanreicherungen, ja selbst Lagerstätten gehen bei der Aufschmelzung (bzw. Granitisation) letzten Endes zunächst "verloren" (da ihre Metallgehalte sich in der neuentstandenen Schmelze verteilen). Erst dann, wenn diese "palingenen" Schmelzen in höhere Krustenteile aufgestiegen sind und in saurere und basischere (dioritische) Teile differenzieren, werden sich die meisten der besprochenen Metalle in den leichtflüchtigen Bestandteilen der Restschmelzen konzentrieren.

Sehr gut kann der Verbleib der Metallgehalte der Gesteine im geochemischen Kreislauf beim Zink studiert werden, da besonders durch die Arbeiten von Wedepohl (1953) und Lundegårdh (1948) genügend Analysenwerte vorliegen. Die Lundegårdh sche Arbeit ist für die hier diskutierten Pro-

bleme besonders wertvoll, da seine Analysen aus einem verhältnismäßig beschränkten Bereich (Zentralschweden, meist Gegend Stockholm-Uppsala) entstammen und z. T. mehr oder minder altersgleiche Gesteine verschiedener Metamorphosegrade (schwach metamorph, stark metamorph, granitisiert) untersucht wurden.

Im Verlauf der Diagenese und Metamorphose werden die ursprünglichen Zinkgehalte der Gesteine nicht verändert, wie die bei einer Gesteinsgruppe etwa gleichen Schwankungsbreiten der Gehalte beweisen. Die Gehaltsunterschiede sind primär angelegt; bei den Sedimenten spielt eine mehr oder minder reduzierende Fazies während der Bildung eine bedeutende Rolle.

Auch bei der "Aufschmelzung" bzw. "Granitisation" der Gesteine in der Zone der Ultrametamorphose bleiben die Zinkgehalte etwa wie in den Ursprungsgesteinen. Bei der völligen Aufschmelzung der Sedimente an der Untergrenze der Zone der kristallinen Schiefer und über der "Gabbro-Schicht" dürfte das Verhalten des Zinks prinzipiell nicht anders sein (vgl. Borchert-Tröger 1950). Es fehlen hier, wie schon in den oberen Zonen der Metamorphose, größere Mengen flüchtiger Bestandteile, besonders Wasser, auch wäre bei den herrschenden hohen Pund Tkein Entweichen solcher "leichtflüchtigen" Bestandteile zu erwarten. Es gibt offensichtlich keine erhe blichen regionalen Metallverschiebungen durch den metamorphen "Ichor" oder an "Granitisationsfronten". Es spricht nichts dafür, daß die geochemisch verteilten Zinkgehalte der Gesteine bei solchen Vorgängen in wirklich bedeutendem Maße zu "Lagerstätten" konzentriert werden können.

Steigen nun diese neugeborenen, palingenen Magmen (meist quarzdioritischgranitischer Natur) in höhere Regionen auf, werden sie dort aus dem mehr oder minder wasserdurchtränkten Nebengestein Wasser als wichtigsten "leichtflüchtigen Bestandteil" aufnehmen.

Diese Reaktion verläuft spontan, da sie nach den Goransonschen Untersuchungen (Barth-Correns-Eskola 1939) eine positive Wärmetönung hat. Die palingenen Schmelzen werden sich differenzieren; in den sauren Restschmelzen finden sich die nun freiwerdenden flüchtigen Bestandteile, die eine erhebliche Menge Zink enthalten. Die Hauptmasse der intrudierten Granite und Diorite ist relativarm, dagegen zeigen die Produkte der Restkristallisation schon im pegmatitisch-pneumatolytischen, aber besonders im hydrothermalen Bereich ganz erhebliche Konzentrationen von Zink. Die übrigen Metalle dürften sich prinzipiell wie Zink verhalten.

Auf die lagerstättenbildenden Vorgänge bei der Restkristallisation (pegmatitischer, pneumatolytischer und hydrothermaler Bereich) braucht hier nicht näher eingegangen zu werden, da diese allgemein recht gut bekannt sind.

Nach heutiger Ansicht sind die Mehrzahl der sauren Tiefengesteine (Granite-Quarzdiorite-Diorite) zu einem bedeutenden Anteil palingen, also durch Aufschmelzung der Sedimente in tiefen Teilen der Erdkruste (20—25 km) entstanden (vgl. u. a. Borchert-Tröger 1950; Correns 1949, S. 270—273).

Neben den überwiegenden palingenen Anteilen sind sicherlich auch (in geringerem Maße) "juvenile", aus der "Gabbroschicht" der Erdkruste (etwa 25—40 km Tiefe in orogenen Gebieten) stammende, am Aufbau dieser Magmen beteiligt.

Tabelle 3

Der geochemische Kreislauf des Zinks

Die Zahlen geben den Gehalt in g/t (p. p. m.) an

W = Wedepohl (1953); L = Lundegårdh (1948)

	tonige Normalsedimente	saure magmatische Gesteine	basische magmatische Gesteine
Ganz jung	schwed. Glazial- u. Nach- glazialtone 80-220 (L) Torfasche, 50-150-400 Schweden (L)	Glas. Ryolith, 2-30 USA (W)	Basalte, 70-120-250 Weltdurch- schnitt (W, L)
Diagenetisch verfestigt	Kulm-Tonschiefer, 60 Schlesien (W) Rötmergel, 70–160 Jena (W) kambr. und silur. Schiefer, 200–400 Schweden (L)	Quarzporphyre, 10-30 Ryolithe (W, L)	alte Plateau- basalte, 160-230 Dekkan, Schwe- den (W, L)
Schwach meta- morph	Tonschiefer, 200 (-400) Grytthyttefält, Schweden (L) (schwach metamorphes Äquivalent der Leptit- formation!)		Diabase, 50-150 (W, L)
Stark meta- morph	Adergneise, 100-170-350 Schweden (L) Leptitgneise, 100-150-300 Schweden (L)	Leptite, meist metamorphe Quarzpor- phyre u. Tuffe. 15-50 Schweden (L)	Amphibolit, 40-100 Schweden (L)
Ultrameta- .morphe,,Auf- schmelzung" in situ	"Ur"-Granit, femisch 50-110-250 Schweden (L) "Quarzdiorit", 70-150-250 Schweden (L) (beides aus Gneisen u. ä. entstanden)	"Ur"-Granit, salisch, 5-30-80 Schweden (L) (bes. aus Lep- titen entstan- den)	"Gabbro" aus "Urgranit- serie", 50-100-250 Schweden (L)
Differenzierte, nach oben in- trudierte Mag- men (,,pa- lingen")	junger Stockholm-Granit, Durchschnitt deutscher Gr junger Vatö-Granit, Schwe Durchschnitt USA-Granite	anite (W), 17 eden (L), 5-15	70
Restkristalli- sation	aplitischer, pneumatolytischeinflußter Rand eines Pe (Schweden) (L), 500 hydrothermale Erzgänge, 5	gmatits des Stock	kholm-Granites

Mit Borchert-Tröger (1950) ist die zeitliche Bindung des Aufstieges dieser sauren Gesteine an die Spätphase der Orogenese so zu erklären: Am Ende der Geosynklinalzeit und Beginn der Orogenese werden die Geosynklinalen besonders tief eingesenkt, so daß ihr Untergrund in den Bereich der Aufschmelzung, der Neubildung granitischdioritischer Schmelzen kommt. Die entstehenden sauren Schmelzen sind spezifisch leichter als die überlagernden (festen) katazonalen kristallinen Schiefer (oder als ihr Untergrund, die "Gabbroschicht"). Es liegt leichteres, sehr mobiles Schmelzmaterial unter schwererem, festem Gestein und daher müssen bei großorogenen Krustenbewegungen die zu leichten Schmelzen ähnlich wie Salzdiapire in Schwächezonen aufsteigen. Zeitiger aufgestiegene "synorogene" Schmelzen werden schon in größeren Teufen bei der Erstarrung noch tektonisch beansprucht und werden zu Granitgneisen, die in epi- oder mesometa-morpher Umgebung stecken. Differentiation und Restkristallisation sind dabei oft nur schwach entwickelt. Anscheinend kann nicht viel Wasser aus dem wasserärmeren, regionalmetamorphen Nebengestein aufgenommen werden, so daß flüchtige Bestandteile nicht gerade reichlich vorhanden sind. In den Endphasen der Faltung können die sauren Schmelzen auf tektonisch vorgezeichneten Bahnen bis in höhere Krustenteile aufsteigen (spät- bis postorogener Plutonismus), ohne daß sie noch erheblich tektonisch beansprucht werden. Eine Differentiation in mehr dioritische und mehr granitische Anteile ist möglich. Da aus den "feuchten" Sedimenten der oberen Krustenteile genügend Wasser aufgenommen werden kann, sind pegmatitische, pneumatolytische und hydrothermale Bildungen aus den flüchtigen Bestandteilen meist reichlich vorhanden. Erst nach Abschluß der Hauptfaltung gelangen erfahrungsgemäß die palingenen Schmelzen an die Oberfläche als "subsequenter saurer Magmatismus". Vulkane und tektonisch unbeanspruchte, in geringere Teufen intrudierte Magmenkörper (Subvulkane) mit entsprechenden Erzlagerstätten sind typisch für diese Phase.

Die Mengederhydrothermalen Lösungen könnte

auch dadurch erhöht werden, daß in der Nähe der aufheizend wirkenden Plutone thermische Konvektionsströmungen im Grundwasser auftreten und so im Nahbereich der Plutone das aufgewärmte Grundwasser aufsteigen wird und sich mit den echt magmatischen Restlösungen vermischen kann. Mit die sem von außen zuströmenden Grundwasser könnten evtl. auch an sich nicht in den magmatischen Restlösungen vorhandene Grundstoffe den hydrothermalen Lagerstätten zugeführt werden (vgl. auch oben S. 123 und 140). Auf diese Weise könnten genetisch Querverbindungen und

Mischtypen zu den "hydatogenen" Lagerstätten bestehen, die im Verlauf der Diagenese und Metamorphose (s. o. Abschnitte II b und c)

gebildet wurden.

Schneiderhöhn (1952, bes. S. 84) unterscheidet zwischen juvenilen und palingenen Erzbringermagmen. Die juvenilen Magmen enthielten nach ihm eine mehr oder weniger vollständige Abfolge der Erzlagerstätten des pegmatitischen bis hydrothermalen Bereiches. Im Gegensatz dazu seien die palingenen Magmenbezirke nur von einer "einseitigen, eintönigen und einförmigen" Metallführung begleitet, oder es käme lokal zu "ausgefallenen oder einzigartigen Metallvergesellschaftungen". Der algonkische Umbruch habe großzügig juvenile Magmen an die Oberfläche aufsteigen lassen. Später seien nur noch der varistischen Orogenese in Eurasien und der laramischen in Amerika juvenile Magmen zuzuordnen. In allen anderen Orogenesen, wie z. B. auch in der alpidischen in Europa seien nur palingene Schmelzen aufgetreten. Nach Clausthaler Auffassung besteht kein grundsätzlicher Gegensatz zwischen archaischem, algonkischem, kaledonischem, varistischem und alpidischem Geschehen. Alle Orogene haben, sowohl juvenilen (basaltischen) als auch palingenen (granitisch-dioritischen) Magmatismus, dem zu allen Zeiten grundsätzlich gleichartige Erzlagerstätten zuzuordnen sind. Was für Erze allerdings die palingenen granitisch-dioritischen Magmen bringen, ist prinzipiell sehr verschieden.

Prüft man die tatsächlichen Metallparagenesen (vgl. Tab. 4), läßt sich kein prinzipieller Unterschied "juveniler" und "palingener" Metallparagenesen (im obigen Sime Schneiderhöhn's) feststellen. Keine der geotektonischen Provinzen, ganz gleich, ob sie nach Schneiderhöhn, juvenile" oder "palingene" Magmen enthält, hat eine vollständige Metallabfolge, wie Tab. 4 zeigt; nur einige Metalle jeweils sind wirklich häufig vorhanden, manche nur stellenweise in Einzellagerstätten, andere Elemente dagegen fehlen örtlich so gut

wie ganz.

Noch mehr verschärft sich dieses Bild, wenn man nicht die Metallisation ganzer geotektonischer Einheiten, sondern nur einzelne zusammengehörige Magmenbezirke betrachtet (vgl. Tab. 5): Im Varistikum ist den Erzgebirgsgraniten eine vielfältige (Sn, W, Mo, U, Bi, Co, Ni, Ag, Zn, Pb, As, Ba) und gleichzeitig intensive Metallisation, den Westharzer Graniten eine nur eintönige (Zn, Pb, Ag, Ba), aber sehr intensive Vererzung beigeordnet, während vielen Graniten des Fichtelgebirges und Bayrischen Waldes, abgesehen von Pegmatitlagerstätten, ein nennenswerter Lagerstättenhof fehlt. Ähnliche Beobachtungen über ganz verschiedene Vererzung einzelner Abschnitte einer geotektonischen Einheit können überall auf der Welt gemacht werden. Man kann und muß vermuten, daß der Metallinhalt eines Granitplutons und seines Hofes von den zufälligen

Tabelle 4

Die pegmatitisch bis hydrothermale Metallisation geotektonischer Einheiten (Lagerstätten der Frühkristallisation und magmatisch-sedimentäre Mischtypen sind nicht berücksichtigt!)

			0 ,		
Gebiet	hervor- ragend häufig	häufig	stellen- weise häufig	unter- geordnet, aber ver- breitet	fehlend oder ohne Bedeu- tung
Varisciden, Mitteleuropa	Pb Zn Ag F Fe	Co Ni U Bi	Sn W Mo	Cu	Hg Au
Varisciden, Pyrenäen-Halbinsel	Pb Zn Ag Fe	(Cu Rio Tin- to wohl ex- halativ-sedi- mentär)	Hg W U	Sn	Au Co Ni Mo
Varisciden, Ural	Cu Au Ag Fe				Pb Zn Co Ni U Sn W Hg
Alpiden, Alpen	Cu Au Ag Fe	Ni Pb Zn	Hg	Мо Со F	Sn W Mo U
Alpiden, Balkan	Cu Au Ag Pb Zn Fe		Sn W Mo		Ni Co Bi U F
Alpiden, Nord- amerika	Cu Au Ag	Pb Zn	WUHgMo Fe	Bi	Co Ni Sn
Alpiden, Süd- amerika	Cu Ag Sn Pb Zn	W	Bi		Co Ni U Mo F
Alpiden, Malakka-China	SnWSbHg		Pb Zn		Au Cu Co Ni Bi U

Gesperrt: nach Schneiderhöhn (1952) juvenile Metallprovinzen; nicht gesperrt: nach Schneiderhöhn (1952) palingene Metallprovinzen.

abhängt, Metallgehalten der Sedimente durch Aufschmelzung das betreffende Magma lieferten.

Wären die dioritischen-granitischen Erzbringer Differentiate wirklich juveniler Magmen, so wäre wohl in der Regel eine einigermaßen vollständige, gleichartige Abfolge der Metallisation zu erwarten. Gegen die juvenile Natur dieser sauren Gesteine spricht auch die Tatsache, daß entsprechende Mengen basischer und ultrabasischer Differentiate in der Regel fehlen. Bei der Differentiation eines Magmas basaltischer Zusammensetzung, das ziemlich allgemein als wirklich juveniles Magma angesehen wird, entstehen nur 10-20% granitische Schmelze, während

Metallisation einzelner Plutone

pegmatitisch	pneumato- lytisch	katathermal	mesothermal	epithermal	telethermal		
Feldspat- Quarz, Glimmer	Li-Phosphate, Quarz, (Ta-Nb, U)	Quarz, (Au), (U)	(CaCO ₃ , Pb, Zn)		(F)	Bayrischer Wald	
Quarz- Feldspat, Miarolen	Quarz, Turmalin	Quarz, $(CuFeS_2)$, Fe_2O_3	Pb, Ag, Zn, Karbonate	(Fahlerz) Karbonate	Ва	Oberharz- Pluton	varistisch, Deutschland
Quarz- Feldspat, Miarolen	(W), Quarz	FeS ₂ , CuFeS ₂ , FeAsS	Pb, Ag, Zn	Sb, FeCO ₃	Ba, F	Ramberg	schland
W, Mo, Li-Glimmer	Greisen, Quarz, Topas, Sn	CuFeS ₂ , FeAsS, (Bi), Fe ₂ O ₃ , F	Pb,		В	Og:	
ner	en, rz, , Sn	uFeS ₂ , feAsS, (Bi), e ₂ O ₃ , F	Pb, Zn	Ag	Ba, F	Osterz- gebirge	
ner	en, Propylit- rz, bildung Fe ₃ O ₄ (kontakt- pneumat.)	Cu (FeS ₂ , FeS ₂)	Zn	5 9	 H	birge Maidanpek	alpidisch
ner	- -		Zn Pb, Au, Ag, Zn	Ag Sb, Te Au	в, F Ва		alpidisch Balkan
	Propylit- bildung Fe ₃ O ₄ (kontakt- pneumat.)	FeS ₂				Maidanpek	alpidisch Balkan alpidisch (laramisch) USA

alles andere basischere Rückstände sind. In der Natur ist bei den Tiefengesteinen das Verhältnis aber bekannterweise etwa umgekehrt.

Im Gegensatz zu den mengenmäßig weit überwiegenden sauren Tiefengesteinen sind nach Borchert-Tröger (1950, S. 118) die basischen und ultrabasischen Tiefen-, Intrusions- und Ergußgesteine, wie z.B. Dunite, Norite, Gabbros, Diabase, Basalte u.ä., als juvenil aufzufassen. Sie entstanden z.T. nach Differentiation aus basischen "mild alkalibasaltischen" Schmelzen, die aus der Griquait- ("Eklogit"-) Schale der Erdkruste in etwa 60—100 km Tiefe bei großräumigen Bewegungen in der Kruste aufgestiegen sind.

Diese Aufstiegsmöglichkeiten waren gegeben:

- 1. Bei Absinken einer Geosynklinale und Beginn der Orogenese; "initialer Magmatismus" (nach Stille) mit Diabasintrusionen und Ergüssen, Intrusionen von Duniten, Noriten und Gabbros. Diese Gesteine wurden oft schon bei der Intrusion und während der Erstarrung tektonisch beansprucht, so daß eine ruhige, ungestörte Differentiation nicht stattfinden konnte. Differentiate werden oft abgepreßt und bilden selbständige Intrusivkörper.
- 2. Im Zusammenhang mit großzügiger Blocktektonik ("finaler Magmatismus" nach Stille) gelangen große Massen wenig differenzierter Schmelzen an die Oberfläche und bilden oft riesige Ergüsse: "Plateaubasalte", tertiärer Basaltvulkanismus in Mitteleuropa u. ä.
- 3. Selten und wohl vorwiegend in den ältesten Perioden der Erdgeschichte können basische Magmen in größerer Teufe ungestörte, große, meist lakkolithartige Eruptivkörper bilden. Diese "Schüsselplutone" bieten ideale Differentiationsbedingungen und gestatten so die Bildung modellmäßig schöner liquidmagmatischer Cr-, Pt-, Ni-Cu- und Ti-Lagerstätten: Südafrika, Südrhodesien, Kanada. Übergänge bestehen zu den größeren Intrusionen des Typs 1.

Während die Plateaubasalte und Verwandte kaum irgendwelche nutzbaren Erzvorkommen hervorbrachten, sind mit dem "initialen Magmatismus" und den großen Schüsselplutonen oft sehr reiche Lagerstätten verbunden.

Es treten allerdings meist ganz andere Lagerstättentypen als bei den palingenen, dioritisch-granigischen Magmen auf.

Bei tiefgelegenen Intrusionen der basischen, juvenilen Gesteinstruppe sind die Erzdifferentiate der Frühkristallisation (Chrom, Platin, Nickel-Kupfer, Titaneisen-Magnetit) von

großer Bedeutung. Pneumatolytische bis hydrothermale Vorgänge spielen dabei schon eine gewisse Rolle, wie z.B. bei den "offsets" der Nickelmagnetkies-Kupfer-Platin-Vorkommen, bei manchen liquidmagmatischen Eisenerzlagerstätten, bei den Gabbropegmatiten, bei den Nelsonitlagerstätten von Virginia und bei der "Autometamorphose" der Dunite u.ä. zu "Serpentin.

Die Produkte einer intermediären bis sauren "Haupt"- und "Restkristallisation" im Rahmen des juvenilen basaltischen Magmatismus treten gegenüber der Hauptmenge basischer und ultrabasischer Gesteine ganz zurück. Damit übereinstimmend haben die zur Restkristallisation gehörenden plutonischen bis tief-subvulkanischen Erzlagerstätten pegmatitischer, pneumatolytischer oder hydrothermaler Herkunft keine Bedeutung.

Anders sieht es aus bei oberflächennah erstarrten Intrusionen und submarinen Ergüssen, die ja als "Intrusionen unter Wasser-Deckgebirge" aufgefaßt werden können. Die Gesteine haben den Charakter von Diabasen i. w. S. und deren Verwandten (Keratophyre, Orthophyre, Weilburgite usw.). Zu Erzentmischungen in den Schmelzen kommt es kaum noch; die gelegentlich noch vorhandenen Nickelmagnetkies- und Kupferkiesausscheidungen in Diabasen zeigen starke pneumatolytisch-hydrothermale Beeinflussung.

Von größerer Bedeutung dagegen sind pneumatolytische und hydrothermale Prozesse. Fast alle Diabase (u. ä.) sind spätmagmatisch stark pneumatolytischhydrothermal verändert (sog. Autometamorphose): Durch Wasseranlagerung entstanden aus den Pyroxenen Chlorite und Serpentin; Kalzitabscheidungen im Gestein, in Gasblasen und in Klüften sind häufig, ebenso wie nachträgliche Alkalizufuhr in die Feldspäte. Vermutlich konnten die intrudierten Schmelzen aus dem wasserdurchtränkten oberflächennahen Nebengestein zusätzlich reichlichst Wasser aufnehmen, so daß bei der Abkühlung pneumatolytische und hydrothermale Vorgänge in großem Ausmaße auftreten.

In manchen Fällen werden auch Erze abgeschieden: Im pneumatolytischen Bereich besonders Roteisenerz und Magnetit, hydrothermal vor allem Pyrit, Magnetkies (oft mit Pentlandit), Kupferkies, möglicherweise auch Zinkblende, Bleiglanz und Baryt. Bei dem flachen Intrusionsniveau (meist nur m- bis 100-m-Bereich unter der Oberfläche) geschehen diese Bildungen im oder auf dem Meeresboden oft unter Reaktion der Exhalationen mit dem Meereswasser (z. B. 2 FeCl₃+ $3\,\mathrm{H}_2\mathrm{O} = \mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3 + 6\,\mathrm{HCl}$). Metallbeladene hydrothermale Lösungen, die ausströmen, vermischen sich mit dem Meerwasser, aus dem die Metalle oft erst unter Mithilfe von Mikroorganismen in reduzierendem Milieu abgeschieden werden.

Dieser Mischtyp dieser weltwirtschaftlich bedeutenden "exhalativthermal-sedimentären" Lagerstätten ist oben schon beschrieben worden (s. o. S. 112).

Während die Metallparagenesen der sauren palingenen Magmen von Region zu Region wechseln und nie vollständig sind, haben die basischen Gesteine weltweit verbreitet ähnliche Metallabfolgen: Schüsseiplutone mit Cr- und Ni-Cu-Pt-Lagerstätten gibt es ganz ähnlich im Altkristallin von Südafrika wie Kanada; Kieslagerstätten (oft mit Kupfer), umgeben von "Grünsteinen", sowie Dunite mit Chromit sind von den ältesten bis jüngsten Formationen aus allen Weltgegenden bekannt; auch der Lahn-Dill-Typ ist weitest verbreitet.

IV. Zusammenfassung

- 1. Nach Borchert-Tröger (1950) und vielen Vorgängern bis zum Anfang des 19. Jahrhunderts kann man im wesentlichen zwei Gruppen von Magmen unterscheiden:
- a) Die vorwiegend basischen ("basaltischen") Magmen mit ultrabasischen Differentiaten entstammen juvenil aus der Griquait- ("Eklogit") Schale der Erde (> 60 km Tiefe).
- b) Die granitisch-dioritischen Gesteine sind nur ganz untergeordnet als saure Differentiate der juvenilen basaltischen Magmen aufzufassen, sondern sind Aufschmelzungs-produkte des in größere Tiefen (20—25 km) abgesenkten Untergrundes der Geosynklinalen. Es handelt sich also im wesentlichen um aufgeschmolzenes Sedimentmaterial. Diese "neugeborenen" palingenen Magmen stiegen ebenso wie die juvenilen vom Präkambrium bis zur Gegenwart während jeder Orogenese auf.

Zu diesen beiden Magmengruppen gehören auch verschiedene Lagerstättentypen:

a) Die juvenilen basischen Gesteine enthalten bei tieferem Intrusionsniveau vorwiegend "liquidmag matische" Lagerstätten der Frühkristallisation mit Cr, Pt, Ni, Co, Cu, Fe, Ti und V, wobei pneumatolytisch-hydrothermale Vorgänge nur untergeordnet vertreten sind. Bei oberflächennah em Intrusionsniveau und Ergüssen herrschen pneumatolytisch-hydrothermale lytisch-hydrothermale Bildungen vor: Fe_2O_3 , FeS_2 , Cu, evtl. auch Zn, Pb, Ba. Sehr oft münden die Exhalationen und Thermen ins Meer, so daß es zur Bildung magmatisch-sedimentärer Mischlagerstätten kam. Produkte einer sauren Restkristallisation treten bei dieser "basaltischen" Magmengruppe nur ganz untergeordnet auf.

b) Die palingenen granitisch-dioritischen Magmen haben als Gefolge vor allem Lagerstätten der Restkristallisation mit pegmatitischem, pneumatolytischem und hydrothermalem Charakter: Mo, Sn, W, As, Au, Cu, Zn, Pb, Fe, Sb, Hg (F, Ba). Basische Differentiate größeren Umfanges mit entsprechenden Lagerstätten scheinen praktisch zu fehlen. Die Metallisation der palingenen Magmen ist gegenüber einer idealen Vererzungsabfolge meist "unvollständig" oder kann fehlen, je nachdem, welche Metalle in den aufgeschmolzenen Sedimenten mehr oder minder stark vorhanden waren. Von Einfluß ist untergeordnet allerdings auch das Intrusionsniveau.

2. Bei der Abtragung an der Oberfläche werden die meisten Metalle in wesentlichen Mengen im Wasser gelöst und gelangen so ins Meer. Nur Fe und Mn bleiben zunächst im sonst metallarmen Verwitterungsschutt zurück und gehen erst in Bereichen des Meeres oder Binnengewässern (auch Grundwasser) mit CO2-haltigem Wasser in reduzierendem Milieu in Lösung. Fe und Mn können im sauerstoffreichen Wasser ausgefällt und zu Großlagerstätten angereichert werden. Die übrigen Metalle werden besonders in bituminösen Gesteinen, im Faulschlammilieu, gesammelt. Frischwassersedimente sind in der Regel metallarm. Ihr Schwermetallgehalt wurde in oxydierendem Milieu gelöst.

Im Normalfall sind die bituminösen Gesteine nicht so metallreich, daß man von Lagerstätten sprechen könnte. Große Anreicherungen kommen vorwiegend dort vor, wo kleine Bereiche mit metallsammelnder Fazies in "sterilen" Frischwassergebieten auftreten, da sie dort als "Metallfallen" aus dem Meerwasser die gelösten Metalle auffangen.

- 3. Verwitterungslagerstätten des Festlandes spielen eine bedeutende Rolle bei: Fe-Mn (Typ Cuba-Conakry; Lindener Mark), Ni (Typ Neukaledonien), Al (Bauxit), V (Vanadate), P (Phosphate).
- 4. Bei der Diagenese der Sedimente werden im allgemeinen die Metallgehalte des Ausgangsmaterials nicht wesentlich verschoben. Nur dort, wo kräftige Tiefgrundwasserströme zirkulieren, wie in porösen, klüftigen oder gestörten Gesteinen, können Metallgehalte umgelagert, ja von nur geringer "geochemischer" Anreicherung zu Lagerstätten konzentriert werden. Voraussetzung ist, daß an der einen Stelle im Grundwasser chemisch-physikalische Bedingungen herrschen, die für die Auflösung der Metalle günstig sind, während anderswo die Metallgehalte aus dem Grundwasser wieder ausgefällt werden müssen.

Folgende chemisch-physikalischen Bedingungen spielen eine Rolle:

Oxydation-Reduktion (Abbau organischer Substanz bei der Diagenese!); Azidität (H₂CO₃, H₂SO₄, H₂S, HCl, NH₄, Ca(HCO₃)₂, NaHCO₃); Konzentration von Chloriden, H₂S, Sulfaten, CO₂. Die Einflüsse von Druck und Temperatur scheinen im allgemeinen nurgeringe Bedeutung zu haben, weil die Wanderungen selten

große Beträge erreichen und in nur geringen Druckgefällen und bei

wenig veränderlichen Temperaturen vor sich gehen.

5. Bei der Metamorphose der oberen Zonen, Epizone und oberer Teil der Mesozone, entstehen verbreitet Erzmobilisate von hydrothermalem Charakter. Die Metamorphose kann aufsteigend oder abbauend ("Diaphtorese") sein. Gemeinsam mit den für die Stufe der Metamorphose typischen Gesteinsmineralien, die auch in tauben Mobilisaten ("alpine Mineralklüfte" z.B.) auftreten, werden besonders Eisenspat, Magnesit, Sulfantimonide und Arsenide, Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerze und Kobalt-Nickelerze mobilisiert. Andere Erze wie Eisenoxyde, Pyrit und auch Zinkblende erscheinen relativ unbeweglich. Diese "hydatogenen" Mobilisate sind meist para- bis posttektonisch gebildet. Die Umlagerung scheint in wäßriger Lösung (Porenwasser) erfolgt zu sein. Kleine Druck-Temperaturgefälle zwischen tektonisch beanspruchten Gesteinen oder altem Erzkörper und "Druckschatten" an Falten und Spalten sind offenbar von Bedeutung im Gegensatz zu den bei der Diagenese wichtigeren chemischen Bedingungen. Aus Sedimenten mit "geochemischer", aber nicht bauwürdiger Metallanreicherung können bauwürdige Mobilisaterze konzentriert werden. Großlagerstätten werden (abgesehen von Fe und Mg) kaum gebildet, häufig aber verbreitete, an bestimmte Schichten gebundene kleine Einzelvorkommen.

Die mobilisierten Erze sind meist nur wenig von ihrem Ursprungsort abgewandert. Sie bleiben in der Regel in der unmittelbaren Nähe (m- bis maximal 100-m-Dimension) der alten Erzlager oder der metallführenden Gesteine.

Größere Wanderweiten und Konzentration zu Großlagerstätten sind nur dann möglich, wenn bei der Metamorphose zwangsläufig Metalle freigemacht werden, die nicht in den Mineralneubildungen untergebracht werden können. Bei Epimetamorphose von Tonschiefern mit Toneisengeoden und bei Diaphtorese von Altkristallin mit Granat wird z. B. in großem Umfang Eisen frei; bei der Epimetamorphose von Peridotiten zu Serpentiniten Magnesium, so daß abwandernde Fe- oder Mg-Lösungen große Eisenspat- bzw. Spatmagnesit- oder Talk-Lagerstätten bilden können.

Karbonatgesteine können sicherlich Sammler für Fe oder Mg sein, da die Karbonate gegen schwerer löslichen Eisenspat oder Magnesit

ausgetauscht werden.

6. In der tieferen Meso- und höheren Katazone spielen "hvdatogene" Mobilisate offenbar keine bedeutende Rolle mehr. Häufig fand dagegen ein Stoffaustausch benachbarter, stofflich verschiede-ner Schichten (Silikatgesteine-Kalkstein-Dolomit) statt. Auf solche Art sind gewisse regional-metamorphe Skarnbildungen ("Reaktionsskarn") und die Erscheinungen der "Magnesiametasom at ose" zu erklären. Bei Reaktionen zwischen Silikatgesteinen und Dolomit entstanden z.B. im Karbonatgestein Kalk-Magnesia-Silikate ("Skarn"), während in die Silikatgesteine aus dem Dolomit Mg einwanderte und z.B. Cordierit entstand. Bei diesen Vorgängen wurden oft auch die Erze umgelagert, die meist in den Silikatgesteinen ursprünglich auftraten oder in Kalkstein bzw. Dolomit eingeschaltet waren, und im Karbonatgestein mit Skarnmineralien zusammen abgeschieden.

Wenngleich dabei oft Reaktionsweiten von mehreren 100 m Entfernung beobachtet werden können, sind doch keine regionalen

Umlagerungen der Metalle anzunehmen.

7. In der tieferen Katazone werden zunächst die sauren Anteile der Gesteine (Quarz, Feldspäte u. ä.) in Metatektadern mobilisiert, die dunklen Bestandteile bleiben im Restgewebe zurück. Bei noch stärkerer Metamorphose gehen auch nach und nach immer mehr dunkle Bestandteile in die Metatekte über, endlich wird dann das gesamte Gestein "aufgeschmolzen".

Die Metallerze bleiben im wesentlichen mit den dunklen Bestandteilen zunächst im Restgewebe. Die Metatekte, Mobilisate, sind meist metallärmer als ihre Umgebung, so daß von einer selektiven Metallanreicherung in ihnen keine Rede sein kann. Flüchtige Bestandteile, die Metalle aufnehmen und anderswo abgeben könnten, sind offenbar oft nur in recht spärlichem Maße vorhanden. Gegen Aufschmelzung verhalten sich besonders Eisenerze sehr widerstandsfähig; Sulfiderze verteilen sich in der neugebildeten Schmelze und werden gelegentlich an reaktionsfähigen Relikten (z. B. Kalksteinen u. ä.) konzentriert.

Bei völliger Aufschmelzung des gesamten Gesteinskörpers werden die Metalle in den neugebildeten ("palingenen") Schmelzen zunächst homogen verteilt. Eine Differentiation und großzügige Anreicherung der Metalle findet im Bereich der Aufschmelzung selbst nicht statt; dies geschieht erst, wenn diese "palingenen" Schmelzen in höhere Krustenteile aufgestiegen sind. Um die Bildung großer Mengen von "fluiden Restschmelzen und Lösungen" zu ermöglichen, muß das Magma wahrscheinlich Wasser aus den "feuchten" Gesteinen höherer Krustenteile aufnehmen. Es spricht alles dafür, daß die "palingenen Schmelzen" in der Regel zuerst recht trocken sind, wie es ja überhaupt an Wasser in den tiefen Zonen der Erdkruste und der Metamorphose mangelt.

V. Literaturverzeichnis

Abt, W., Die komplexe Blei-Zink-Kupfererzlagerstätte von Garpenberg, Schweden. Unveröffentl. Meldearbeit. Clausthal 1954.

Andreatta, C., Über die Entstehung regenerierter Lagerstätten durch Magmatismus und tektonisch-metamorphe Mobilisierung. N. Jb. Min., Mh. 1953, S. 131—142.

- Andreatta, C., Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose. N. Jb. Min., Mh. 1954, S. 2-17.
- Backlund, H., Zum Werdegang der Erze. Geol. Rdsch. 32, 60-66 (1941). Barth-Correns-Eskola, Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
- Baumgärtel, B., Beitrag zur Kenntnis der Kieslagerstätten zwischen Klingenthal und Graslitz im westlichen Erzgebirge. Z. prakt. Geol. 13, 353-358 (1905).
- Beck, R., Über einige Kieslagerstätten im sächsischen Erzgebirge. Z. prakt. Geol. 13, 12-23 (1905).
- Bernauer, F., Gebänderte Carbonatgesteine und ihre Umwandlung. N. Jb. Min., Beil.-Bd. 66 A, 319—380 (1933).
- Böhne, E., Die Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg. Arch. f. Lagerstättenforsch. 49, Berlin 1931.
- Borchert, H., Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geologische Thermometer. Chemie d. Erde 9, 145-172 (1934).
- Borchert, H., Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie, Antimon. 8. Aufl. Berlin 1942.
- Borchert, H., Zur Geochemie des Fluors. Heidelbg. Beitr. z. Min. u. Petr. **3,** 36—43 (1952).
- Borchert, H., Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. Chemie d. Erde 16, 49—74 (1952).
- Borchert, H., und Tröger, E., Zur Gliederung der Erdkruste nach geophysikalischen und petrologischen Gesichtspunkten. Gerlands Beitr. Geophys. 62, 101—126 (1950).
- Bottke, H., Untersuchung des Nebengesteins auf der 460-m-Sohle der Magnetitgrube Intrånget (Mittelschweden). Unveröffentl. Meldearbeit. Clausthal 1951.
- Canaval, R., Die Erzgänge der Siglitz bei Böckstein in Salzburg. Z. prakt. Geol. 19, 257—278 (1911).
- Canaval, R., Altersverschiedenheiten bei Mineralien der Kieslager. Z. prakt. Geol. 18, 181—208 (1910).
- Cissarz, A., Quantitativ spektralanalytische Untersuchung eines Mansfelder Kupferschieferprofils. Chemie d. Erde 5, 48-75 (1930).
- Clar, E., Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geol. Rdsch. 42, 107 -127 (1953).
- Clar, E., Geologische Begleitbemerkungen zu O. M. Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rdsch. 1953, 408-416.
- Cloos, H., Einführung in die Geologie; Lehrbuch der inneren Dynamik. Berlin 1936.
- Colbertaldo, D. di, Il giacimento piombo-zincifero di Raibl in Friuli (Italia). Denkschrift zum 18. Internat. Geol. Kongreß. London 1948.
- Correns, C. W., Einführung in die Mineralogie. Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.
- Correns, C. W., Zur Geochemie der Diagenese; I. Das Verhalten von CaCO, und SiO₂. Geochimica et Cosmochimica Acta 1, 49-54 (1950).
- Doelter, C., Handbuch der Mineralchemie. Bd. I (Carbonate usw.): 1912. Bd. IV (Sulfide usw.): 1926.
- Engelhardt, W.v., Die Geochemie des Bariums. Chemie d. Erde 10, 187 -246 (1936).
- Fersmann, A., Geochemische Migration der Elemente, II. Abh. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre 18 (1929).
- Foster, M. D., The Origin of the high Sodium Bicarbonate Waters in Atlantic and Gulf Coastel Plains. Geochimica et Cosmochimica Acta 1, 33-48 (1950).
- Fricke, K., Der Schwermetallgehalt der Mineralquellen. Erzmetall 6, 257 **—266** (1953).

Friedrich, O. M., Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. Berg- u. Hüttenmänn. Jb. 83, 34—39 u. 46—60 (1935).

Friedrich, O. M., Über Kupfererzlagerstätten der Schladminger Tauern.

Berg- u. Hüttenmänn. Jb. 81, 54-61 (1933).

Friedrich, O. M., Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten in den Schladminger Tauern. Berg- u. Hüttenmänn. Jb. 81, 84—99 (1933).

Friedrich, O. M., Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. Berg- u. Hüttenmänn. Jb. 81, 1—14 (1933).

Friedrich, O. M., Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Z. Berg-,

Hütten- u. Salinenwesen. 85, 241—253 (1937).

Friedrich, O. M., Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rdsch. 1953, S. 371-407.

Garrels, R. M., The Mississippi valley type Pb-Zn deposits and the problem

of mineral zoning. Econ. Geol. 36, 729 ff. (1941).

Garrels, R. M., and Dreyer, R. M., Mechanism of limestone replacement at low temperatures and pressures. Bull. of the Geol. Soc. of America 63, 325—380 (1952).

Geijer, P., und Magnusson, N. H., De mellansvenska järnmalmernas

geologi. Stockholm 1944.

Gilliéron, F., Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Ni-Co-Lagerstätte Kaltenberg. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie 25, Bern 1946.

Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie. 8. Aufl., Syst.-Nr. 9, Teil A,

S. 61—199 (1953).

Gunzert, G., Über die Bedeutung nachträglicher Erzverschiebungen in der Kupferlagerstätte des Richelsdorfer Gebirges. Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforsch. 81, 258—283 (1953).

Halm, E., Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im oberen Val d'Anniviers (Wallis).

Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie 22, Bern 1944.

Hegemann, F., Über die Entstehungsweise der Kieserzlagerstätten von Sparneck in Oberfranken. Metallwirtsch. XVI, H. 29, S. 719—720 (1937).

Hegemann, F., Die Herkunft des Mo, V, As und Crim Wulfenit der alpinen Blei-Zinklagerstätten. Heidelbg. Beitr. z. Min. u. Petr. 1, 690—715 (1949).

Hemley, J. J., A Study of Lead Sulfide Solubility and its Relation to Ore Deposition. Econ. Geol. 48, 113—138 (1953).

Hießleitner, G., Sulfidisch-arsenidisches Ni-Co auf alpinen Erzlager-

stätten. Z. prakt. Geol. 37, 152—159 (1927).

Hoehnes-Mehnert-Schneiderhöhn, Führer zu den petrographisch-geologischen Exkursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl. Stuttgart 1949.

Hugi, E., Huttenlocher, H. F., Gaßmann, F., und Fehlmann, H., Die Magnetitlagerstätten der Schweiz. Beitr. z. Geol. d.

Schweiz, Geotechn. Serie XIII, 4. Bern 1948.

Huttenlocher, H. F., Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geol. Rdsch. 42, 93—107 (1953).

I bach, R., Zur Entstehungsgeschichte der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. Z. angew, Min. 2, 114—152 (1940).

Karl, F., Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines

Bergbaus (Mitterberg). N. Jb. Min., Abh. 85, 203—246 (1953). Keil, K., Die Bleizinkerz-Schwefelkieslagerstätte Sedmotschislenici und ihre Bedeutung für die Klärung der Genesis, "kryptogenetischer" Bleizink-Schwefelkieslagerstätten. Metall u. Erz 39, 197—201 u. 225—228 (1942).

Keil, K., Erzmikroskopische Studien an den Blei-Zinkerzen der Lagerstätte

Sedmotschislenici in Bulgarien. Metall u. Erz 41, 1-8 (1944).

- Klöß, M., Die Erzführung der Lagerstätte Horbach-Mittenschwand. Unveröffentl. Dissertation. Clausthal 1941.
- Koark, H. J., Über Querfaltung, Bewegung und Erzlagerung mit Beispielen aus Malmberget/Gällivare. Bull. Geol. Inst. Uppsala XXXIV, S. 251-278 (1952).
- Köhler, J., Zur Entstehung der Nabburger Flußspatlagerstätten. Geol. Rdsch. 32, 71—92 (1941).
- Könning, F., Erzmikroskopische Untersuchungen an den Erzen des M-Lagers der Schwefelkieslagerstätte "Bayerland" bei Waldsassen in der Oberpfalz. Unveröffentl. Meldearbeit. Clausthal 1950.
- Koritnig, S., Ein Beitrag zur Geochemie des Fluors. Geochimica et Cosmochimica Acta 1, 89—116 (1951).
- Krause, H., Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte von Sulitjelma. Lagerstättenkundl. Meldearbeit, unveröffentl. Clausthal 1953.
- Leitmeier, H., Die Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen. Min. petr. Mitt., 3. Folge, III, 305—328 (1953).
- Leutwein, F., Geochemische Untersuchungen an den Alaun- und Kieselschiefern Thüringens. Arch. f. Lagerstättenforsch. 82. Berlin 1951.
- Linck, G., Bildung des Dolomits und Dolomitisierung. Chemie d. Erde 11, 278—286 (1938).
- Lundegårdh, P. H., Some Aspects to the Determination and Distribution of Zinc. Kungl. Landbruks Högskol. Ann. 15, 1—36. Uppsala 1948.
- Magnusson, N. H., Malmgeologi. Jernkontoret-Stockholm 1953.
- Maucher, A., Über die Kieslagerstätte der Grube "Bayerland" bei Waldsassen in der Oberpfalz. Z. angew. Min. 2, 219—275 (1940).
- Mehnert, K. R., Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge (ohne Zufuhr). Geol. Rdsch. 42, 4—11 (1953).
- Meixner, H., Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnesit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. Radex-Rdsch. 1953, S. 445—458.
- Miller, L. J., Uranium Ore Controls in the Happy Jack Mine and Vicinity, White Canyon, Utah. Amer. Min. 38, 351 (1953).
- Neuhaus, A., Über die Arsenführung der dichten Schwefelkiese (Melnikowit-Pyrit, Gelpyrite) von Wiesloch (Baden) und Deutsch-Bleischarley (O.-S.). Metall u. Erz 39, 157—163 u. 187—189 (1942).
- Ohle, E. L., The Influence of Permeability on Ore Distribution in Limestone and Dolomite. Econ. Geol. 46, Teil 1: S. 667; Teil 2: S. 871 (1951).
- Otte, M.-U., Spurenelemente in einigen deutschen Steinkohlen. Chemie d. Erde 16, 239—294 (1953).
- Paetow, F., Erz und Nebengestein der Apatiteisenerzlagerstätte von Malmberget bei Gellivare (Lappland). Unveröffentl. Meldearbeit. Clausthal 1953.
- Patteisky, K., Die thermalen Salzsolen des Ruhrgebietes und ihre Quellgase. Z. dtsch. geol. Ges. 104, 532—533 (1952).
- Prettin, W., Petrographisch-technologische Untersuchung des Dachschiefervorkommens am Glockenberg bei Goslar. Unveröffentl. Meldearbeit. Clausthal 1952.
- Ramdohr, P., Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. Geol. Rdsch. 42, 11—19 (1953).
- Rankama, K., und Sahama, Th. G., Geochemistry. Chicago 1950.
- Redlich, K. A., Der Kupfererzbergbau Seekar in den Radstätter Tauern (Salzburg). Z. prakt. Geol. 19, 350—355 (1911).
- Richter, G., Paläogeographisch bedingte Eigentümlichkeiten im Metallgehalt des Kupferschiefers zwischen Kyffhäuser und Harz. Z. prakt. Geol. 49, 113—124 (1941).
- Richter-Bernburg, G., Zwei Beiträge zur Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins: I. Waldeck; II. Nordsudeten. Geol. Jb. 65, 145—212 (1950).

Schneider, H. J., Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. Der Karinthin **25**, 329—330 (1953).

Schneiderhöhn, H., Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena 1941.

Schneiderhöhn, H., Erzlagerstätten (Kurzvorlesungen). Jena 1944.

Schneiderhöhn, H., Das Vorkommen von Titan, Vanadium, Chrom, Molybdän, Nickel und einigen anderen Spurenmetallen in deutschen Sedimentgesteinen. N. Jb. Min., Mh. 1949 A, S. 50-72.

Schneiderhöhn, H., Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. N. Jb. Min., Mh. 1952, S. 47—89.

Schneiderhöhn, H., Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. Geol. Rdsch. 42, 34-43 (1953).

Schroll, E., Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzone der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Verh. d. Geol. Bundesanst. 1949, S. 1—19.

Seeliger, E., Pseudohydrothermale Pb-Zn-Erzgänge im Ruhrgebiet und im Gebiet von Velbert-Lintorf. Arch. f. Lagerstättenforsch., Heft 10 (1950).

Seifert, H., Nickel, E., und Bruckmann, E., Studien am "Neuen Lager" der Kieslagerstätte von Meggen (Lenne). Opuscala Mineralogica et Geologica I (1952).

Siegl, W., Zur Wulfenitbildung auf manchen Blei-Zinklagerstätten. Berg- u.

Hüttenmänn. Mh. 92, 49-51 (1947).

Siegl, W., Anschliffbeobachtungen an Pyrit. Der Karinthin 25, 329 (1953). Sirel, M. A., Die Kupfererzlagerstätte von Ergani Maden in der Türkei. N. Jb. Min. 80 A, 36—100 (1949).

Sproß, W., Gefügeanalyse und tektonische Geschichte der Grube "Bayerland" im Oberpfälzer Wald. N. Jb. Min., Abh. 86, 393-436 (1954).

Stappenbeck, R., Ausbildung und Ursprung der oberschlesischen Bleizinklagerstätten. Arch. f. Lagerstättenforsch. 41 (1928).

Sullivan, C. J., Ore and granitization. Econ. Geol. XLIII, 471-498 (1948). Taupitz, K.-C., Die verschiedene Deutbarkeit von "metasomatischen" Gefügen auf "telethermalen" Blei-Zink-Lagerstätten. 1. Der Karinthin 25, 331 (1953), Klagenfurt; 2. Fortschr. d. Min. 1954, 30-31.

Taupitz, K.-C., Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen

Kalkalpen westlich der Loisach. Dissertation. Clausthal 1954.

Taupitz, K.-C., Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typs "Bleiberg". Erzmetall 7, 343—349 (1954).

Verhoogen, Thermodynamical calculation of the solubility of important sulfides up to 400° C. Econ. Geol. 33, 34—51 (1938).

Wedepohl, K. H., Untersuchungen zur Geochemie des Zinks. Geochimica et Cosmochimica Acta 3, 93—142 (1953).

Weinschenk, E., Die Nickelmagnetkieslagerstätten im Bezirk St. Blasien im südlichen Schwarzwald. Z. prakt. Geol. 15, 73-86 (1907).

Mineralog. Institut der Bergakademie, Clausthal-Zellerfeld.

Über die Farbe und andere Eigenschaften der Spinell-Mischkristalle des Systems $MgO \cdot Al_2O_3 - MgO Cr_2O_3$

Von Erich Thilo und Rudolf Sauer

Mit 3 Abbildungen im Text

Inhaltsangabe

Es wird gezeigt, daß die Mischkristalle des Systems MgO · (Al, Cr), O3 bis zu einem Gehalt von etwa 15 Mol% MgO · Cr2O3 rein rot, bei größeren Chromgehalten zunehmend stärker grün erscheinen. Dieselbe Grenze von 15 Mol% zeigt sich bei der Thermochromie, den Gitterkonstanten und Dichten. Dieser Tatbestand wird durch die Annahme gedeutet, daß die rote Farbe und die mit ihr gekoppelten Eigenschaften der Mischkristalle von im Gitter "isoliert" liegenden Cr"-Ionen, das Grünwerden und die damit parallel gehenden Eigenschaften von solchen Chrom(III)-Ionen herrühren, die "miteinander in Kontakt" sind.

I. Einleitung

Unsere Untersuchung über die Farbe des Rubins und des Mischkristallsystems Al₂O₃-Cr₂O₃ (1, 2) hatte gezeigt, daß diese beiden Oxyde in Übereinstimmnung mit den Angaben anderer Autoren zwar eine lückenlose Reihe von Mischkristallen geben, daß aber gewisse Eigenschaften, wie ihre Farbe, ihr thermochromes Verhalten, ihre Fluoreszenz, ihre Gitterkonstanten und ihre magnetischen Eigenschaften derart von ihrer Zusammensetzung abhängen, daß sie sich bis zu einem Gehalt bis zu etwa 8 bzw. 30 Mol% Cr₂O₃ in anderer Weise ändern als bei höheren Cr₂O₃-Gehalten. Eine Deutung ergab sich durch die sehr wahrscheinlich gemachte Annahme, daß sich die an Stelle von Al...-Ionen in das Korundgitter eingebauten Cr...-Ionen verschieden verhalten, je nachdem ob sie isoliert voneinander oder in gegenseitigem Kontakt miteinander im Gitter vorliegen. Die Grenzen von 8 bzw. 30 Mol% ergeben sich dabei aus der Geometrie des Korundgitters, in dem jedes Al...-Ion außer 6 O2--Ionen 13 weitere Al...-Ionen zu nächsten Nachbarn hat. Um diese Hypothese zu verifizieren, stellten wir analoge Versuche mit dem Spinellsystem MgO · Al₂O₃ — MgO · Cr₂O₃ an, in dem jedes Al...-Ion außer zu 6 O2-- und 6 Mg2--Ionen nur zu 6 anderen Al...-Ionen nächst benachbart ist. Wenn die durch die Geometrie des Gitters für das System Al₂O₃-Cr₂O₃ nahegelegte Deutung der Eigenschaftsänderungen zu Recht besteht, mußten bei Austausch der Al^{**}-durch Cr^{**}-Ionen im Spinellsystem ähnliche Eigenschaftswechsel auftreten wie im Korundsystem. Der anderen Koordinationszahl wegen sollten sie aber bei anderen und im Spinellsystem jeweils erst bei größeren Chromspinellgehalten auftreten. Daß das der Fall ist, wird, wie schon kurz mitgeteilt (3), im folgenden gezeigt.

II. Darstellung der Präparate

Daß die beiden Spinelle MgO · Al $_2$ O $_3$ und MgO · Cr $_2$ O $_3$ eine lückenlose Reihe von Mischkristallen geben, ist durch eine große Reihe von Arbeiten bekannt (4), ebenso, daß beide Endglieder zu den "normalen" Spinellen mit dem dreiwertigen Kation in 6er-Koordination gehören (5) und außerdem, daß im ganzen ternären System MgO-Al $_2$ O $_3$ -Cr $_2$ O $_3$ feste Lösungen nur zwischen Al $_2$ O $_3$ und MgO · Al $_2$ O $_3$ existieren (6), deren Bildung eine erhebliche Verkleinerung der Gitterkonstanten des Spinells zur Folge hat.

Bei unseren Versuchen kam es ganz wesentlich mit darauf an, nur Präparate zu untersuchen, bei denen solche festen Lösungen sicher

nicht auftraten.

Aus einer großen Reihe von Vorversuchen ergab es sich, daß man bei Reaktionen im festen Zustand die Bildung solcher Lösungen zwischen Al_2O_3 und $MgO \cdot Al_2O_3$ ausschließen kann, wenn man von einem Komponentengemisch ausgeht, das etwa 5 Mol% MgO mehr enthält, als der gewünschten Zusammensetzung des Endproduktes entspricht. Dadurch wird gewährleistet, daß alles Al_2O_3 an MgO gebunden wird. Der dann stets vorhandene Überschuß an MgO läßt sich aus den, bei der Reaktion im festen Zustand, nur pulverförmig anfallenden Spinellmischkristallen mit 30 proz. Salzsäure leicht herauslösen, die die Spinelle und Mischspinelle praktisch nicht angreift.

Unter dieser stets angewendeten Bedingung stellten wir unsere Präparate nach zwei Verfahren aus über $\mathrm{Al_2O_3}$ nach Brockmann chromatographisch gereinigtem $\mathrm{MgSO_4}$, $\mathrm{Al_2(SO_4)_3}$ und $\mathrm{(NH_4)_2Cr_2O_4}$ dar. Dies besonders in Hinsicht darauf, daß die Präparate für später vorzunehmende magnetische Messungen sicher eisenfrei sein sollten.

Beim ersten Verfahren wurden entsprechende Mengen der Lösungen in doppelt destilliertem Wasser gemeinsam eingedampft, die trockenen Rückstände durch langsames Erhitzen bis auf 1000° in die Oxyde verwandelt und dann in unglasierten Porzellantiegeln 2 Std. bei 1300° geglüht. Dabei entstehen sehr feinpulvrige Präparate, aus denen sich das überschüssige MgO und stets eingeschlossene kleine Mengen von Chromat leicht herauslösen lassen. Die dann resultierenden Präparate bleiben auch nach 20 stünd. weiteren Glühen bei 1300° unverändert feinteilig. Aber schon nach dem ersten 2 stünd. Glühen stellen sie, wie Debye-Aufnahmen zeigen, einheitliche Mischspinelle dar; Linien

der Komponenten oder Überstrukturlinien waren in keinem Fall erkennbar.

Beim zweiten Verfahren wurden die Lösungen der einzelnen Komponenten, jede für sieh, eingedampft und durch Glühen bei 1000° in die Oxyde verwandelt. Aus diesen Oxyden wurden durch Verreiben in einer Achatschale die gewünschten Gemenge mit MgO-Überschuß hergestellt und diese Gemenge dann bei 1300° geglüht. Bei diesem Verfahren entstehen erst nach 24 stünd. Glühen bei 1300° homogene Präparate, die stets frei von Chromat, aber gröber im Korn und daher farbkräftiger sind, und aus denen sich das überschüssige MgO ebenfalls leicht herauslösen läßt. Nach dem Behandeln mit Salzsäure sind die Präparate, Debye-Aufnahmen zufolge, homogen und frei von Fremdsubstanzen.

Bei beiden Verfahren treten beim Glühen durch Verdampfen stets Verluste an $\rm Cr_2O_3$ auf, die bis zu etwa 2 Mol% der Einwaage an $\rm Cr_2O_3$ ausmachen können. Daher wurden alle für die weiteren Versuche benutzten Präparate entweder vollständig oder zumindest in bezug auf ihren Chromgehalt analysiert. Wenn man die Vorsichtsmaßnahme des MgO-Überschusses im Ausgangsmaterial beachtet, sind die nach den genannten Verfahren hergestellten Präparate stets reine und homogene Mischkristalle der Reihe MgO \cdot Al $_2O_3$ — MgO \cdot Cr $_2O_3$, deren Zusammensetzung sieh aus dem Chromgehalt eindeutig ergibt.

III. Das Analysenverfahren und die Wertigkeit des Chroms in den Mischkristallen MgO·(Al, Cr)₂O₃

Die nach den oben beschriebenen Verfahren gewonnenen Mischspinellpräparate haben Farben, die je nach ihrem Chromgehalt zwischen den Extremen rot und grün liegen. Obwohl sich schon bei der Untersuchung der (Al₂O₃ - Cr₂O₃)-Mischkristalle ergeben hatte (1, 2), daß das Chrom in ihnen unabhängig von der Farbe, stets dreiwertig vorliegt, haben wir eine Reihe der Spinellpräparate vollständig, d. h. auf ihren Mg-, Al- und Cr-Gehalt analysiert. Dazu wurden die Präparate mit einem schmelzenden Gemisch von Soda (5 Teile), Borax (4 Teile) und KClO₃ (1 Teil) aufgeschlossen. Mit dieser Mischung ist der Aufschluß stets in 15 Min. vollständig. Alle früher angegebenen Aufschlußmittel (7) führten auch nach 30 Min. Schmelzen nur zu partieller Lösbarkeit der Spinelle. Die Schmelzen wurden in warmer verdünnter Schwefelsäure gelöst und in aliquoten Teilen das als Bichromat vorliegende Chrom jodometrisch titriert, in einem anderen nach Reduktion der CrO42-- zu Cr. -Ionen das Al + Cr als Hydroxyde mit Ammoniak gefällt und im Filtrat das Mg als Oxinat bestimmt.

Dabei ergab sich, daß in allen Spinellpräparaten, unabhängig von ihrer Farbe, das Chrom dreiwertig vorliegt. Das Atomverhältnis Cr: O im $\mathrm{Cr_2O_3}$ -Anteil schwankte von 1:1,4 bis 1:1,7 und war im Mittel von zehn Bestimmungen verschiedener Präparate $\mathrm{Cr}: \mathrm{O} = 1:1,514.$

Außerdem schwankte in allen Präparaten das molare Verhältnis MgO: $(Al_2O_3 + Cr_2O_3)$, nur zwischen den extremen Werten 50,24:49,76 und 49,44:50,56, im Mittel war es sehr genau gleich 1:1.

IV. Die Farbe der Mischkristalle MgO·(Al, Cr)₂O₃

Die natürlichen chromhaltigen Spinelle sind, soweit sie keine anderen farbgebenden Bestandteile enthalten, rosa bis "rubinrot" gefärbt. Daß ihre rote Farbe auf ihrem Gehalt an kleinen Mengen von Chrom zurückzuführen ist, haben schon Vauquelin, Abich u. Pfeil (8) analytisch, Ebelmen (9) synthetisch, Rinne (10) röntgenographisch und Weigel (11), Schloßmacher (12) und Deutschbein (13) auf Grund ihrer Absorptions- und Fluoreszenzspektren festgestellt.

Die natürlichen roten Spinelle enthalten aber stets nur kleine Mengen von Chrom. Bei größeren Gehalten ändert sich die Farbe der Mischkristalle kontinuierlich mit zunehmendem Gehalt an Cr_2O_3 . Bei Beobachtung im Tageslicht und bei Zimmertemperatur sind die

präparierten Spinelle gemäß Tab. 1 folgendermaßen gefärbt.

Tab. 1. Farbe der Mischkristalle MgO·(Al, Cr)₂O₃ bei Tageslicht und Zimmertemperatur

Grenzwerte in Mol% MgOCr ₂ O ₃	≤15	bis 20	bis 25	bis 30	bis 60	bis 80	> 80
Farbe	rein rot	schmut- zig rot		grau (rötlich)	grau (grünlich)	grau- grün	grün

Im Licht einer elektrischen Glühlampe erscheinen alle Präparate deutlicher rot, auch die sonst grau-grünen zeigen dann noch einen roten Schimmer.

Die Farbintensität ist dabei von der Kornfeinheit der Präparate abhängig. Die aus den Mischlösungen der Komponenten erhaltenen, sehr feinteiligen Präparate erscheinen erheblich blasser als die grobteiligen, aus den Oxyden gewonnenen, erreichen aber auch dann nicht die Farbintensität der (Al, Cr)₂O₃-Mischkristalle. Die Farbnuance ist vom Verteilungsgrad unabhängig.

Sehr stark hängt, was schon W e i g e l (11) beobachtete, die Farbe der Mischkristalle von der Temperatur ab. Mit zunehmender Temperatur verschiebt sich ihre Farbe nach und nach nach grün, mit abnehmender nach rot. Auch der bei Zimmertemperatur rein grüne MgO—Cr₂O₃-Spinell erscheint bei der Temperatur der flüssigen Luft deutlich rot-grau. Diese Thermochemie hängt außer von der Temperatur vom Cr₂O₃-Gehalt der Präparate ab. Im Lichte einer 60-Watt-Glühlampe haben wir die Temperatur des "Graupunktes" bestimmt, bei der die Präparate gerade rein grau erscheinen. Die gefundenen Daten sind in Abb. 1 zusammengestellt.

Man erkennt, daß die Temperatur des Graupunktes mit zunehmendem Chromspinellgehalt der Mischkristalle zunächst bis zu einem Gehalt von etwa 15 Mol% MgO \cdot Cr $_2$ O $_3$ relativ schnell, von dann ab aber langsamer und dann linear mit dem Chromgehalt abnimmt.

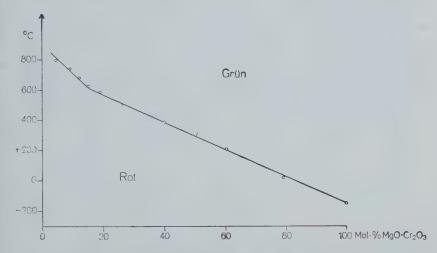


Abb. 1. Temperatur des "Graupunktes", bei der die MgO·(Al, Cr)₂O₃-Mischkristalle gerade grau erscheinen.

V. Gitterkonstanten, Diehten und Reduzierbarkeit der MgO·(Al, Cr)₂O₃-Mischkristalle

Bei der Mischkristallreihe (Al, $Cr)_2O_3$ hatte sich gezeigt (1, 2), daß die Gitterkonstanten erst von einem Gehalt von etwa 8 Mol% Cr_2O_3 an proportional mit dem Cr_2O_3 -Gehalt ansteigen, bei kleineren Gehalten aber unabhängig davon konstant bleiben. Analoges trifft für die Spinell-Mischkristallreihe zu. In Tab. 2 sind die entsprechenden Daten zusammengestellt.

Zur Bestimmung der Gitterkonstanten a wurden die Abstände der Linienmitten visuell mit dem Lineal vermessen, aus diesen die a-Werte berechnet und der Mittelwert gewonnen. Eine Absorptions-

korrektur wurde nicht angebracht.

Wie Abb. 2 zeigt, lassen sich wiederum zwei Abschnitte im Verlauf der Abhängigkeit der Gitterkonstanten vom Chromgehalt der Mischkristalle unterscheiden. In dem ersten, der bis zu etwa 15 Mol% $\rm MgO\cdot Cr_2O_3$ reicht, bleibt die Gitterkonstante praktisch gleich; erst von dann ab wächst sie linear mit zunehmendem Chromgehalt bis zum Wert für das reine $\rm MgO\cdot Cr_2O_3$. Vor kurzem haben auch Warshaw u. Keith (4) die Gitterkonstanten der ebenfalls durch Reaktion im festen Zustand durch Glühen nicht extrem gereinigter Oxyde bei 1300° (12 Std.) und 1600° (3,5 Std.) hergestellten Mischspinelle bestimmt. Die von ihnen angegebenen Werte sind als Kreuze

(×) in Abb. 2 verzeichnet. Abgesehen davon, daß diese Werte stets um 0,02—0,03 Å höher liegen als unsere (einen Grund dafür können wir nicht angeben), lassen sie das anfängliche Konstantbleiben bei kleinen Chromgehalten nicht erkennen. Leider liegen aber ihre Meßpunkte gerade im kritischen Gebiet nicht dicht genug, um einen wirklichen Vergleich zuzulassen.

Daß der von uns beobachtete Effekt aber nicht vorgetäuscht ist, erkennt man aus dem Verlauf der Dichten. In Abb. 2 sind durch gekreuzte Kreise die aus den Gitterkonstanten mit den aus den Chromgehalten berechneten Molgewichten ermittelten röntgenographischen Dichten, durch offene Kreise, die an den gleichen Präparaten pykno-

metrisch bestimmten Dichten eingezeichnet.

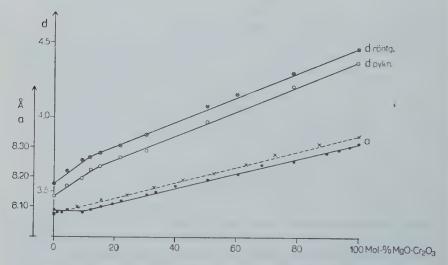


Abb. 2. Gitterkonstanten und Dichten der $MgO \cdot (Al, Cr)_2O_3$ -Mischkristalle in Abhängigkeit von der Konzentration an Cr_2O_3 . (Als Kreuze [\times] sind die von Warshaw und Keith angegebenen Werte eingetragen.)

Für diese Dichtebestimmungen wurden Suspensionen von etwa 1,5 g der Präparate in 25 ccm doppelt destilliertem Wasser zur Entfernung der Luft ausgekocht, nach dem Abkühlen in die Pyknometer gegeben, diese mit ausgekochtem Wasser aufgefüllt und nach Eintreten der Temperaturkonstanz bei 20° C gewogen. Zur Bestimmung der Präparatmenge wurde der Inhalt der Pyknometer durch einen Glasfiltertiegel filtriert, der Rückstand bei 120° getrocknet und dann gewogen.

Die so erhaltenen Dichtewerte sind in Tab. 2 mit angegeben und in Abb. 2 eingetragen. Man erkennt, daß die röntgenographisch und pyknometrisch ermittelten Dichten parallel verlaufen, die pyknometrischen sind jeweils um etwa 0,1 g/ccm kleiner als die röntgenographischen.

Tab. 2. Gitterkonstanten und Dichten der MgO·(Al, Cr)₂O₃-Mischkristalle

Aufnahmebedingungen: Cu K_α -Strahlung (Ni gefiltert), 40 kV, 8—9 mAmp., 0,5 mm Blende, Kameraradius (mit NaCl geeicht) 28,65 cm, Präparate in Cellonröhrchen mit 0,5 mm Durchmesser, Aufnahmezeit: 2—6 Stunden.

Nr.	Mol% MgO Cr ₂ O ₃	Mol- Gewicht	Gitter- konstante a in Å	Dichte d röntg.	Dichte 20° C d pykn.	Differenz d röntg. — d pykn.
1	0	142,3	8,09	3,55	3,47	0,08
2	1,1		8,08			
3	2,4		8 08	1		
4	4,6	145,0	8,09	3,64	3,54	0,10
5	9,3	147,6	8,08	3,71	3,59	0,12
6	12,0	148,2	8,09	3,73	3,65	0,08
7	15,3	149,8	8,10	3,76	3,67	0,09
8	19,3		8,11			
9	22,0	153,4	8,12	3,81	3,73	0,08
10	30,5	157,5	8,14	3,88	3,77	0,11
11	33,5	1	8,15			
12	40,0		8,17			
13	50,5	167,6	8,19	4,07	3,97	0,10
14	60,3	172,8	8,21	4,15		
15	68,3	1	8,24			
16	78,8	181,3	8,25	4,29	4,20	0,09
17	89,5		8,28	-		
18	93,6		8,29			
19	97,2		8,30			
20	100	192,4	8,31	4,45	4,36	0,09

was seinen Grund in der Mosaikstruktur der Kristalle haben dürfte, aber zeigt, daß es sich bei den Spinellmischkristallen um solche des Substitutionstypus handelt, wobei allerdings vorausgesetzt ist, daß, wie die beiden Komponenten $\mathrm{Mg}\cdot\mathrm{Al_2O_3}$ und $\mathrm{MgO}\cdot\mathrm{Cr_2O_3}$, auch die Mischkristalle die "normale" Spinellstruktur haben.

Von besonderem Interesse ist aber, daß auch der Verlauf der Dichten in Abhängigkeit vom Chromgehalt in zwei Stufen vor sich geht. In der ersten, bei kleinen Chromgehalten bis zu wiederum zu etwa 15 Mol% MgO · $\mathrm{Cr_2O_3}$, steigt die Dichte zunächst steiler an, weil bei gleichbleibendem Volumen die leichteren Al···-Ionen durch die schwereren Cr···-Ionen ersetzt werden. Von etwa 15 Mol% an verläuft die Dichtezunahme weniger steil und linear mit zunehmendem $\mathrm{Cr_2O_3}$ -Gehalt, weil jetzt die Gewichtszunahme durch den Al····- Cr --Austausch zum Teil durch die nun ebenfalls einsetzende Vergrößerung der Elementarzelle des Gitters der Mischkristalle kompensiert wird.

Diese Befunde legen es nahe, einen Zusammenhang zwischen der Grenze der rein roten Farbe der Mischkristalle bis zu etwa 15 Mol% MgO \cdot Cr₂O₃ der Grenze des steilen Abfalls der "Graupunktstemperatur",

dem Gleichbleiben der Gitterkonstanten und dem steileren Anwachsen der Dichte bis zur selben Grenze zu vermuten, und — wie für das $(Al_2O_3-Cr_2O_3)$ -System (1,2) anzunehmen — daß beim Ersatz der Al"durch die Cr"-Ionen das Chrom in zwei sich überlagernden Formen im Gitter eintritt, einer, in der es rot erscheint und praktisch den gleichen Radius wie das Al"-Ion hat und einer zweiten, in der es grün erscheint und mit einem größeren Radius als das Al"-Ion wirkt.

Leider war es uns bisher nicht möglich, auch den Magnetismus der Mischkristalle zu untersuchen, der beim $(Al_2O_3 \cdot Cr_2O_3)$ -System ebenfalls zu dem Schluß führte (1, 2), daß das Chrom im Korundgitter in zwei verschiedenen Formen auftritt, einer, der roten, in der es paramagnetisch, und einer grünen, in der es mit dem Cr-Gehalt zunehmend schwächer paramagnetisch, dafür aber wachsend stärker antiferro-

magnetisch erscheint.

Diese Befunde entsprechen durchaus denen am Korundsystem beobachteten, nur liegen die sich entsprechenden Grenzen der Farbe, des Graupunktes, der Gitterkonstanten und Dichten im Korundsystem bei etwa 8 Mol% $\rm Cr_2O_3$, im Spinellsystem dagegen bei etwa 15 Mol% MgO · $\rm Cr_2O_3$. Während sich aber im Korundsystem alle Mischkristalle, die mehr als 8 Mol% $\rm Cr_2O_3$ enthalten, bei 1300° im Wasserstoffstrom nur bis zu einem Gehalt von \sim 8 Mol% $\rm Cr_2O_3$ reduzieren lassen, wird unter denselben Bedingungen das $\rm Cr_2O_3$ in den Spinellmischkristallen vollständig reduziert, nur die Geschwindigkeit der Reduktion nimmt mit abnehmendem Chromgehalt kontinuierlich ab, ohne daß aber bei irgendeinem Chromgehalt ein Unstetigkeitspunkt zu erkennen wäre.

VI. Versuch einer Deutung der Beobachtungsergebnisse

Der Anlaß für unsere Untersuchungen über den Rubin bzw. das $(Al, Cr)_2O_3$ -System und anschließend daran für die eben beschriebenen über das $MgO \cdot (Al, Cr)_2O_3$ -System, war die zunächst naive Frage, woher es kommen mag, daß ein an sich farbloses, aus edelgasähnlichen Ionen aufgebautes Grundgitter, wie das des Korundes oder des Mg-Al-Spinells, in Mischungen mit dem grünen Cr_2O_3 bzw. $MgO \cdot Cr_2O_3$, "rubinrot" gefärbt erscheinen kann, in einer Farbe also, die von keiner anderen Verbindung des Chroms bekannt ist. Tatsächlich sind, wie teils ältere, besonders aber nun unsere Versuche zeigen, nur solche Mischkristalle rot, in denen der Chromgehalt einen gewissen Maximalwert nicht überschreitet; in allen chromreicheren Mischkristallen wird die rote Farbe durch eine mit dem Chromgehalt zunehmende grüne farbgebende Komponente überlagert.

Da nun die anderer, bisher untersuchten Eigenschaften der Mischkristalle bei den kritischen Gehalten eine deutliche Veränderung in ihrem Verlauf erfahren, der eindeutig nicht auf einen Wechsel der

Wertigkeit des Chroms in ihnen und auch nicht auf einem Wechsel der Gitterstruktur beruht, können alle diese Erscheinungen nur auf Wirkungen zurückgeführt werden, die die Chromionen aufeinander ausüben und von der Art ihres Einbaues in die Gitter abhängen. Es ist von vornherein klar, daß eine solche Wechselwirkung, wenn sie überhaupt stattfindet, um so stärker sein muß, je höher die Konzentration der Cr. Ionen im Gitter wird. Das würde die zunehmende Vertiefung der grünen Farbe und die linear mit dem Chromgehalt veränderlichen Eigenschaften erklären. Daß aber bei kleinen Chromgehalten zunächst unerwartete Effekte auftreten, muß einen besonderen Grund haben. Und dieser liegt unserer Anschauung nach darin. daß die zunächst in das Gitter substituierend eintretenden Chromionen in eine Umgebung von nur edelgasähnlichen O2-- und Al3+bzw. O2--, Al3+- und Mg2+-Ionen eintreten; sie sind zunächst isoliert, und das so lange, bis ein weiteres Cr"-Ion in direkter Nachbarschaft zum ersten eintritt. Bei idealer, symmetrischer Verteilung der Cr.--Jonen auf das gesamte Gitter sollten nun die Cr.--Ionen so lange "isoliert" bleiben, wie für jedes Cr"-Ion noch die vollständige Umgebung durch Al. Ionen gewährleistet ist. Das ist beim Korund dann der Fall, wenn jedes Cr ... Ion noch mindestens 13, im Spinell jedes Cr ... Ion noch mindestens 6 Al.-Ionen in nächster Nachbarschaft hat. D. h., wenn nur bis zu 1/14 bzw. 1/7 der Al...-Ionen durch Chromionen ersetzt sind. Das entspricht einem molaren Cr2O3-Gehalt von 7,2% im Korund-, bzw. 14,3% MgO · $\mathrm{Cr_2O_3}$ im Spinellgitter. Sowie die Chromgehalte aber größer werden, müssen die neu eintretenden Cr.-Ionen in direkte Nachbarschaft zu ihresgleichen kommen und die Wechselwirkungen zwischen ihnen bemerkbar werden. Macht man nun die Annahme, daß nur die isolierten Chromionen, die anscheinend in keiner anderen bisher bekannten Verbindung so unbeeinflußt auftreten wie in den oxydischen Gittern des Korunds und Spinells, die rote Farbe bedingen, und außerdem, daß ihr effektiver Wirkungsradius kleiner ist als in anderen Cr(III)-Verbindungen, dann ließe sich das sonderbare Verhalten des Chroms in den chromarmen Mischkristallen erklären.

Wie die magnetischen Eigenschaften der (Al, Cr)₂O₃-Mischkristalle zeigen, äußert sich die Cr-Cr-Wechselwirkung in einer Antiparallelstellung eines Teiles der sonst parallelen Elektronenspins. Daß eine solche Wechselwirkung durch Erhitzen, d. h. Energiezufuhr, erleichtert wird, ist verständlich. Erhitzen führt daher zum Verschwinden, Abkühlung zur Vermehrung der rotfärbenden Anteile, und daß dieser Einfluß vom Anteil der an sich schon isoliert liegenden Cr^{**}-Ionen abhängt, läßt sich ebenfalls leicht einsehen.

Diese Betrachtungen werden ihrem Wesen nach nicht verändert, wenn man nicht, wie eben geschehen, eine ideale, sondern eine stati-

stische Verteilung der Cr. Ionen im Wirtskristall annimmt.

Nach Leverenz (14) berechnet sich der Prozentgehalt der in einem Wirtskristall substituierend eintretenden Fremdatome, der "isoliert" eingebaut wird, nach der Formel

$$P = \left(1 - \frac{F}{W}\right)^{Z} = \left(1 - p\right)^{Z},$$

wobei W die Zahl der einer Substitution zugänglichen Plätze im Wirtskristall, F die Zahl der tatsächlich eingetretenen Fremdatome und Z die Koordinationszahl der betreffenden Gitterplätze in bezug auf die nächst benachbarten, gleichartig besetzbaren Plätze ist.

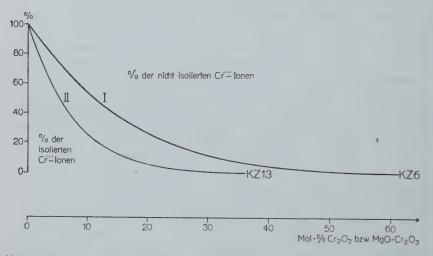


Abb. 3. Abhängigkeit des prozentualen Anteils der in ein Gitter substituierend eintretenden Fremdatome, die isoliert von ihnen gleichen Nachbarn liegen, vom Gesamtgehalt an Fremdatomen. Kurve I für die Koordinationszahl 6, Kurve II für die Koordinationszahl 13.

In Abb. 3 Kurve I ist diese Funktion für die Koordinationszahl 6 (Spinell), in Kurve II für die Koordinationszahl 13 (Korund) graphisch dargestellt.

Man erkennt, daß der Bruchteil der isoliert bleibenden Fremdatome zunächst (bis zu etwa 8 bzw. 15 Mol% Gesamtfremdatome) schnell und dann langsamer abfällt. Bei der Koordinationszahl 13 liegt bei etwa 30 Mol% Gesamtfremdatome der Bruchteil "isolierter" Fremdatome unterhalb von 1%, bei der Koordinationszahl 6 bei 55 Mol% Fremdatome, das ist die Grenze, bei der die Mischspinelle bei gewöhnlicher Temperatur keinen erkennbaren Rotanteil mehr haben. Die Grenze der rein roten Farbe und damit gekoppelt die des steilen Abfalls der Graupunktstemperatur, der steilen Zunahme der Dichte und 'as Konstantbleiben der Gitterkonstanten, wird im Korundgitter bei etwa 8 Mol% $\rm Cr_2O_3$, im Spinellgitter bei \sim 15 Mol%

MgO · Cr₂O₃ erreicht, bei denen der Bruchteil der isoliert liegenden

Cr ... Ionen gerade auf etwa ein Drittel gesunken ist.

Es ist möglich, daß das Konstantbleiben der Gitterkonstanten der Mischspinelle bis zu den genannten Grenzen nur annähernd zutrifft. Wahrscheinlich findet schon von vornherein ein leichter Anstieg statt, der nur innerhalb der Grenzen unserer Meßgenauigkeit an dem pulvrigen Material liegt. Wie Herr Toropow (Leningrad) dem einen von uns (Thilo) vor kurzem privat mitteilte, hat er bei Bestimmung der Gitterkonstanten von (Al, Cr)₂O₃-Einkristallen tatsächlich einen schwachen Anstieg der Gitterkonstanten auch bei kleinen Chromgehalten beobachtet, der aber schwächer ist als der bei den Mischkristallen mit Chromgehalten jenseits der Grenze von ~ 8 Mol%.

Wegen Einzelheiten sei auf die Diplomarbeit von R. Sauer,

Berlin 1950, verwiesen.

Aus dem Institut für Anorganische Chemie der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin in Berlin-Adlershof, Rudower Chausseell2, und dem I. Chemischen Institut der Humboldt-Universität Berlin.

Literatur

1. E. Thilo, Miscellanea Academica Berolinensia. Akademie-Verlag Berlin 1950.

2. E. Thilo, J. Jander und H. Seemann, Z. anorg. u. allg. Chem., im Druck, 1954.

3. E. Thilo, J. Jander, H. Seemann und R. Sauer, Naturwiss.

37, 399 (1950).

G. A. Rankin und H. E. Merwin, Z. anorg. u. allg. Chem. 96, 294 (1916). H. v. Wartenberg u. H. J. Rensch, ebenda 207, 1 (1932). H. v. Wartenberg und E. Prophet, ebenda 208, 369 (1932). W. T. Wilde u. W. J. Rees, Trans. of the British Ceramic Soc. 42, 123 (1943). J. Warshaw und M. L. Keith, Journ. of the Ceramic Soc. 37, 161 (1954).

5. E. J. W. Verwey und E. J. Heilmann, J. Chem. Phys. 15 (4), 174

(1947).

6. Vgl. u. a. E. Kordes, Z. f. Krist. 91, 193 (1935).

- 7. L. Duparc und A. Leuba, Chem. Ztg. 28, 518 (1904). R. W. Emerson Mac Ivor, Chem. News 82, 87 (1900). K. J. A. Bonthron und K. Durrer, Z. anorg. a. allg. Chem. 198, 141 (1931).
- 8. L. N. Vauquelin bei C. F. Rammelsberg, Min. Chem. 1860, 161. J. Abich, Pogg. Ann. 23, 305 (1831). K. Pfeil, J. B. Min. 1902, 146.
- 9. J. Ebelmen, Ann. phys. et chim. 22, 211 (1848); 33, 34 (1851). 10. F. Rinne, N. Jahrb. f. Min. 58, Beil.-Bd. (1928), S. 43.
- 11. O. Weigel, N. Jahrb. f. Min. 48, Beil.-Bd. (1923), S. 274.

12. K. Schloßmacher, Z. Krist. 72, 447 (1930).

13. O. Deutschbein, Z. Phys. **77**, 489 (1932); Ann. Phys. **14**, 712 (1932).

Humboldt W. Leverenz, An introduktion to Lumineszenz of Solids. New York, J. Wiley & Sons, 1950. S. 477.

Beitrag zur Methodik der genetischen Untersuchung von Anschliffen in der Erzmikroskopie

Von Jan Kutina, Praha

Mit 1 Abbildung im Text

Auszug

Der Autor knüpft an die Arbeit von J. H. Bernard (1953) an, die in dieser Zeitschrift veröffentlicht wurde, und beschreibt die Arbeitsmethode für das genetische Studium einer großen Anzahl von Anschliffen, die von systematisch entnommenen Stufen angefertigt wurden, z. B. vom breit aufgeschlossenen Gebiet eines Erzganges.

Einleitung

Wenn wir die geochemische Evolution, z. B. eines bestimmten Erzganges, lösen sollen, der durch die Bergbauarbeiten in eine bedeutende Tiefe und Breite aufgeschlossen ist, müssen wir große Aufmerksamkeit der Wahl des Arbeitsvorganges bei der Lösung eines solchen komplexen Problems widmen. Dieser besteht aus einer ganzen Reihe von Teilaufgaben und es ist von großer Wichtigkeit, einerseits diese Teilaufgaben in richtiger Folge nacheinander zu bearbeiten und andererseits die richtige Arbeitsmethode für die Lösung jeder Teilaufgabe zu wählen.

Für eine der ersten Teilaufgaben betrachte ich die genetische Interpretation der Makrotexturen auf Grund der Terrainuntersuchungen. Die Methodik einer solchen Diskussion beschrieb ich an einer anderen Stelle (J. Kutina, 1954).

Die erzmikroskopische Untersuchung — eine der weiteren Teilaufgaben — soll an die Ergebnisse des genetischen Studiums der Makrotexturen anknüpfen. In dieser Arbeit lege ich die Arbeitsmethode vor, die ich seit dem Jahre 1953 beim mikroskopischen Studium von Anschliffen anwende. Diese Arbeitsmethode knüpft an die Studie von J. H. Bernard (1953) über das tabellare Vermerken des Charakters der gegenseitigen Grenzen der Minerale an, die in der Zeitschrift "Chemie der Erde" erschien.

Wahl der Arbeitsmethode

Die Hauptaufgabe der erzmikroskopischen Untersuchung besteht nebst dem Feststellen der Mineralien in der Durchführung der genetischen Analyse von Erzstrukturen und Erztexturen mit der Feststellung der Ausscheidungsfolge von Mineralen. Die übliche Art des genetischen Studiums der Anschliffe, wie z.B. schriftliches, wörtliches Vermerken der Daten bezüglich der Struktur- und Texturbeziehungen zwischen den Mineralen in den einzelnen Anschliffen, der Daten bezüglich des relativen Alters der Minerale (evtl. mit dem diagrammatischen Vermerken einiger Sukzessionsbeziehungen) und mit dem Abbilden oder Photographieren genetisch wichtiger Details, halte ich nicht für hinreichend¹), und zwar hauptsächlich aus diesen Gründen:

- 1. Bei diesem Vorgang können wir durch einige klare Erscheinungen beeinflußt werden, die z.B. beweisen, daß das A-Mineral älter als das Mineral B ist und wir können eine andere Beziehung im Alter derselben Minerale übersehen, die weniger ausdrucksvoll und in anderen Anschliffen vorhanden ist.
- 2. Bei jedem Anschliff vermerken wir nicht in der Regel die Angaben über die gegenseitigen Berührungen aller im Anschliff vorhandenen Minerale.
- 3. Aus den Ergebnissen können wir keine hinreichende Statistik bezüglich der Häufigkeit des Vorkommens verschiedener Typen der gegenseitigen Grenzen von Mineralen u. ä. ermitteln.
- J. H. Bernard (1953) machte darauf aufmerksam, daß neben dem normalen Diagramm der Sukzession von Mineralen, das nur ein relatives Alter der Minerale darstellt, erforderlich ist, auch den Charakter der gegenseitigen Grenzen der Minerale graphisch zu verzeichnen, damit die Unterlagen für die experimentale Lösung der Fragen der Entstehung von Erzmineralen unter verschiedenen physikalischchemischen Bedingungen gewonnen werden. Zu diesem Zweck entwarf er ein Dreieckdiagramm und legte ein Beispiel von dessen Anwendung vor.

Das Dreieckdiagramm stellt J. H. Bernard für die ganze Assoziation der Minerale, und zwar erst nach der Feststellung und nach den diagrammatischen Ausdrücken der Sukzession von Mineralen zusammen. Die Minerale im Dreieckdiagramm reiht er nach dem Alter, von den ältesten bis zu den jüngsten Mineralen.

Beim Studium der Anschliffe bewährte es sich mir sehr, das Bernard - Dreieckdiagramm auch zu einem anderen Zweck zu applizieren, als es der Autor zum erstenmal anwandte:

Für jeden Anschliff konstruieren wir vor dessen genetischer Untersuchung ein selbständiges Dreieckdiagramm. An eine Kathete tragen wir in beliebiger Reihenfolge die Namen der im Anschliff vorhandenen Minerale ein; an die zweite Kathete tragen wir die betreffenden Namen in derselben Reihenfolge wie an der ersten Kathete ein. Den Anschliff beobachten wir sehr eingehend und durch die gewählten Zeichen vermerken wir im Dreieckdiagramm den Charakter der gegenseitigen Grenzen bzw. die genetischen Beziehungen aller einzelnen Minerale.

¹⁾ Besonders beim Studium einer bedeutenden Anzahl von Anschliffen.

Die unausgefüllten Felder des Diagramms drängen uns direkt zum Aussuchen und zum genetischen Diskutieren der gegenseitigen Berührungen aller im Anschliff befindlichen Minerale. Zum Schluß bleiben im Diagramm nur jene Felder unausgefüllt, die den Mineralen entsprechen, deren gegenseitige Berührung im Anschliff nicht vorhanden war. Wenn zwei Minerale, z. B. zwei oder drei abweichende

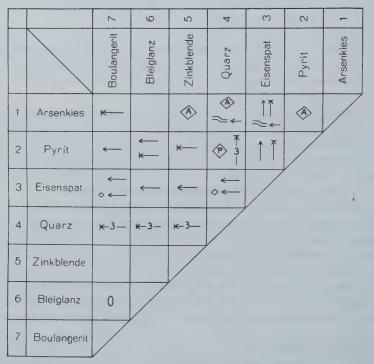


Abb. 1. Beispiel des Arbeitsdiagramms, ausgefüllt bei dem genetischen Studium eines Anschliffes.

Fälle des Charakters der gegenseitigen Grenzen aufweisen, vermerken wir sie alle durch die entsprechenden Zeichen in dem betreffenden Feld des Diagramms.

Bearbeiten wir in dieser einheitlichen Weise¹) eine größere Anzahl von Anschliffen, angefertigt von den systematisch abgenommenen Stufen aus verschiedenen Tiefenniveaus, haben wir die Möglichkeit, statistisch festzustellen, ob bestimmte Änderungen im Charakter der gegenseitigen Grenzen bzw. in den genetischen Beziehungen der Minerale in horizontaler und vertikaler Richtung im Gebiet des studierten Erzganges eintraten. Bei diesem Vorgang verbinden wir die Dreieck-

 $^{^{\}mbox{\tiny 1}})$ die wir begreiflicherweise durch Photographien, Abbildungen und schriftlich ergänzen.

Erläuterungen der angewandten Abkürzungen (Abb. 1)

- Das Mineral, gegen das der Pfeil gerichtet ist, wird verdrängt.
- Das Mineral, gegen das der Pfeil gerichtet ist, ist älter, wird jedoch nicht verdrängt.
- Das Mineral, gegen das der Pfeil gerichtet ist, wird verdrängt und das verdrängende Mineral bildet daher in ihm noch Metakryste.
- Das jüngere Mineral füllt die Spalten in der Masse des älteren Minerals aus, gegen das der Pfeil gerichtet ist.
- Das Mineral, gegen das der Pfeil gerichtet ist, ist älter, wird jedoch nicht verdrängt; das jüngere Mineral bildete sich jedoch den Platz für dessen Ausscheiden durch das Verdrängen eines bestimmten Minerals (in diesem Fall des Minerals Nr. 3 des Eisenspates), das früher mit dem betreffenden Mineral in Berührung war. So z. B. stellt die heutige Grenze des Quarzes mit Bleiglanz die "Fossilgrenze") des Quarzes mit Eisenspat dar, welcher durch den Bleiglanz selektiv verdrängt wurde.
 - Die Berührung der beiden Minerale ist vorhanden, es gelang jedoch bis jetzt nicht, sie genetisch zu interpretieren. Soweit eine solche Berührung morphologisch ausdrucksvolle Merkmale äußert, die in der weiteren Diskussion deren genetischen Interpretation behilflich sein könnten, ist es angebracht, sie durch ein Zeichen morphologischer Bedeutung auszudrücken²). Im gegebenen Fall ist es folgendes Zeichen:
 - Idiomorphe Kristalle eines Minerals in der Masse des anderen Minerals. Idiomorph ist das Mineral, dessen Anfangsbuchstabe im Zeichen angeführt ist.

diagramme der einzelnen Anschliffe aus dem Gebiet, z.B. eines bestimmten Tiefenhorizontes, in ein Gesamtdiagramm und vergleichen es mit den Gesamtdiagrammen, die für andere Tiefenniveaus gelten, usw.

Die Dreieckdiagramme der einzelnen Anschliffe gelten als Unterlage für die richtige Feststellung der Sukzession und bieten die Möglichkeit einer statistischen Untersuchung, ob sich die Sukzession in vertikaler oder horizontaler Richtung am gegebenen Erzgang ändert.

Bei diesem Vorgang, sowie auch bei jeder anderen Weise der Sukzessionsfeststellung der Minerale, ist es wichtig, gut aufzupassen, damit sich die Sukzessionsbeziehungen zwischen denselben Mineralen nicht verbinden, die jedoch verschiedenen Zufuhrperioden angehören³).

Zur Illustration der beschriebenen Arbeitsmethode lege ich ein Dreieckdiagramm vor, das nach der Diskussion eines der Anschliffe von "Dürrerz" aus Příbram in Böhmen ausgefüllt wurde (Abb. 1). Was nun die angewandten Zeichen anbelangt, so möge man in Er-

¹⁾ Die eingehende Erläuterung der "Fossilgrenzen" — einer außergewöhnlich wichtigen Erscheinung beim Studium der Anschliffe wird ausführlich in einer anderen Arbeit des Autors dargeboten.

²⁾ Zum Unterschied von den übrigen Zeichen, die eine genetische Bedeutung

³⁾ Über die Definition der Zufuhrperiode siehe in der Arbeit von J. Kutina (1954).

wägung ziehen, daß es sich um ein Arbeitsdiagramm handelt und daß es vom Arbeitenden abhängt, was für Zeichen er wählen wird, die ihm am meisten entsprechen und die Arbeit beschleunigen. Bei meiner Untersuchung wählte ich solche Zeichen, die womöglich an und für sich das meiste ausdrücken würden und die deshalb leicht zu merken

Die beschriebene Arbeitsmethode beseitigt oder beseitigt fast alle drei Mängel, die ich vorher der üblichen Weise der genetischen Untersuchung der Anschliffe aussetzte.

Meinem Freund, Dr. J. H. Bernard, danke ich herzlichst für das Durchlesen des Manuskriptes und für die wertvollen Ratschläge.

Literatur

Bernard, J. H. (1953): Entwurf einer übersichtlichen Darstellung des Charakters der gegenseitigen Grenzen zwischen den Mineralien (auf Grund der bekannten Sukzession). Chem. d. Erde 16, 197-201.

Kutina, J. (1954): Genetische Diskussion der Makrotexturen - eine der ersten Etappen geochemischer Untersuchung der Erzgänge. Freiberger

Forschungshefte (im Druck).

Katheder für Geochemie, Mineralogie und Kristallographie der Karls-Universität, Praha, Tschechoslowakei.

Zur Geochemie des Arsens

Von F. Heide und H. Moenke, Jena

Mit 2 Abbildungen im Text.

In dem gleichen Komplex von karbonartigen und tonigen Gesteinen des Muschelkalkes und des Röts in der Umgebung von Jena, in dem bereits Kupfer und Zink (F. Heide und E. Singer 1950) und Strontium und Barium (F. Heide und W. Christ 1953) bestimmt wurden, wurde auch der Arsengehalt festgestellt. Die beiden untersuchten Profile vom Zementwerk Steudnitz, etwa 15 km nördlich von Jena, und von der Mergelgrube des Zementwerkes Göschwitz, etwa 10 km südlich Jena, umfassen Gesteine vom oberen Muschelkalk (mo2)

bis zum unteren Röt (so₁).

Das Arsen wurde nach der etwas abgeänderten Methode von George R. Kingsley und Roscoe R. Schaffert (1951) (Molybdänblau-Verfahren) bestimmt. Es wurde aus dem feinstgepulverten Gesteinsmaterial als Bromid nach Zugabe von Br2-HBr-Lösung (1:10) und konz. HBr abgetrennt nach der von W. O. Robinson, H.C.Dudley, K.T. Williams und H.G. Byers (1934) empfohlenen Methode. Die Destillation erfolgt in einer geschlossenen Schliffapparatur aus arsenfreiem Jenaer Geräteglas 20 (Schott & Gen.). Der blaue Farbkomplex wurde im Rückstand des mit HNO3 und H2SO4 eingedampften Destillates mit Ammoniummolybdat (1 proz. in 5 n H₂SO₄) und Hydrazinsulfatreagenz (0,15 proz.) entwickelt. Die Auswertung der Farbdichte der erhaltenen Molybdänblaulösungen erfolgte spektrophotometrisch. Gemessen wurde im ultraroten Spektralbereich bei 850 mµ mit einer soeben fertiggestellten Neukonstruktion der Zeiß-Werke, Jena, dem "Universal-Spektro-Photometer". Als Lichtquelle diente eine Nitralampe, die Spaltbreite des Spiegelmonochromators betrug 0,03 mm, verwandt wurde ein Flintglasprisma. Die Messung erfolgte mit der "photoelektrischen Meßeinrichtung A" (Caesiumoxyd-Vakuumzelle, Elektrometerbeobachtung durch ein 170 fach vergrößerndes Mikroskop) der Zeiß-Werke, Jena, nach der Kompensationsmethode, wobei ein magnetischer Spannungsgleichhalter konstante Spannung gewährleistete. Die Ablesegenauigkeit des Gerätes betrug etwa 0,1%1).

¹⁾ Wir danken Herrn Dr. Falta, Meßlaboratorium VEB Carl Zeiß, Jena, auch an dieser Stelle für seine hilfsbereite Einweisung in die Arbeitstechnik der neuen Apparatur. 13

Die gefundenen Arsenkonzentrationen sind in Tab. 1 zusammengestellt. In der 4. und 5. Spalte der Tabelle sind ferner noch der Fe-Gehalt und das Verhältnis As: Fe eines Teiles der Schichten angegeben.

Tabelle 1

Örtlich- keit	St	ratigra	aphische Position	As g/t	Fe g/t	As: Fe
	Oberer Muschel- kalk mo	mo ₂	ten (Kalkbank) .	0,7 0,21	2 120	1:10 100
	Mittlerer Muschel- kalk mm	mm	3. Wulstkalk	0,89	_	
		χ	4. Untere Schaum- kalkbank δ_1 5. Untere Terebra-	1,2	_	
	Unterer	mu ₁	tulabank	1,99	_	
Zement- werk	Muschel- kalk mu	oo mu,	kalk	2,76 3,3	7 030	1 : 2130
Steud- nitz		mu ₁	kalk	2,14		
			d. gelb. Grenzbank	0,89	2 470	1:2775
		803	10. Strohgelbe Plattenkalke	0,21	5 020	1:23 900
	Oberer Röt		über den Coelestin- bänken	0,94	4 350	1:4628
			Coelestinbänken . 13. Desgl. etwa 1 m	2,75	_	
			unter 12	3,2	_	
			4 m unter 12.	1,79		
Zement-	Mittlerer Röt	802	15. Roter Mergelton	2,66	24 410	1:9173
werk Gösch- witz, Mergel- grube	Unterer Röt	801	16. Graugrüner Mergelton unter der Muschelbreccie. 17. Desgl. Bruchsohle über fossilfreien	3,1	26 000	1:8387
l l	(Gipsen	3,68	29 200	1:7935

Aus den angeführten Zahlen ergibt sich, daß der mittlere Arsengehalt von reinen oder fast reinen Kalksteinen (Nr. 1, 2, 4, 5, 9) 1,0 g/t, von Tongesteinen des Röt (15, 16, 17) 3,15 g/t beträgt. Die Tongesteine

enthalten also rund das Dreifache der Kalksteine. Die Streuung der Einzelwerte ist jedoch recht beträchtlich. Die Grenzen sind bei den Kalksteinen 0,21—1,99 g/t, bei den Tongesteinen 2,66—3,68 g/t. In der Tab. 2 sind die Mittelwerte mit den Mittelwerten anderer Autoren zusammengestellt, g/t.

Tabelle 2

Kalksteine des Muschelkalkes Steudnitz.Mittel	17 Kalksteine Nordame- rika	Mergel aus Kansas und Colorado Tongesteine des Röt Göschwitz, Mittel		Kansas und			Kreidesedimente SDakota
1,0 g/t	0,3-7,0 g/t1)	5,1 g/t²)		g/t²) 3,15 g/t		0,2—64,4 g/t³)	
Schiefer aus Col., Cans., Mont., USA	Oberkarb	Schiefertone, Oberkarbon Neurode		Schiefer, tliegendes en u. Schles.		hwarze Schiefer, Albendorf, Krs. Landshut	
12 g/t²)	6,5 g/t ⁴)		65-	-520 g/t ⁴)		720 g/t ⁴)	

1) J. Wyllie, Canad. publ. Health J. 32 (1941) 81.

²) T. H. Tremearne, U. S. Dep. Agric. Bl. Nr. 781 (1941), 17, 18.

³) A. H. Moxone, W. V. Searight, O. L. Olson, L. L. Sisson, Proc. S. Dakota Acad. Sci. **24** (1944), 68—81.

4) K. Hoehne, W. E. Petraschek, Chem. d. Erde 10 (1936), 475. Höhe des As-Gehaltes abhängig von der Lage zu Arsenerzlagerstätten.

Größenordnungsmäßig passen sich die thüringer Werte den aus der Literatur entnommenen Werten für Kalksteine wie für Tongesteine an.

Nicht nur in den einzelnen Gesteinsgruppen, sondern auch in dem ganzen Profil des Muschelkalkes und Röts schwanken die As-Konzentrationen sehr erheblich, vgl. die graphische Darstellung der Abb. 1.

V. M. Goldschmidt und Cl. Peters (1934) wiesen bereits darauf hin, daß die Ausfällung des Arsens in den tonigen Sedimenten größtenteils durch Sorption an dem Eisenoxydhydrat dieser Sedimente stattfindet. Es lag nahe, daß die starke Variabilität mit einem wechselnden Gehalt an Eisenoxydhydrat zusammenhängt. Bereits die Farbe der Gesteinspulver wies auf einen verschiedenen Gehalt an Eisenoxydhydrat resp. Eisenoxyd hin. Für eine Anzahl der Proben (s. Tab. 1) wurde daher der Gesamteisengehalt bestimmt. Die graphische Darstellung in der Abb. 2 zeigte, daß in der Tat eine solche Abhängigkeit besteht, mit einer Ausnahme. Die Probe Nr. 10 hat einen geringeren As-Gehalt als Nr. 9 und 11, dagegen einen größeren Fe-Gehalt als Nr. 9 und 11. Die Ursache für dieses abweichende Verhalten dürfte darin liegen, daß das Material der Probe 10 dolomitischen Charakter hat. Es enthält laut freundlicher Mitteilung des Zementwerkes Steud-

nitz rund 12½% eines ankeritischen Dolomites. Die strohgelben Plattenkalke und die sog. gelbe Grenzbank sind die stärksten dolomitischen Zonen der Kalksteine des Profils. V. M. Goldschmidt und Cl. Peters (1934) fanden bereits, daß sedimentäre karbonatische Eisenerze wesentlich ärmer an Arsen sind als die oxydischen. Der jetzt durch Zersetzung zum größten Teil als Eisenoxydhydrat vorliegende Eisengehalt des ankeritischen Dolomites war ursprünglich karbonatisch

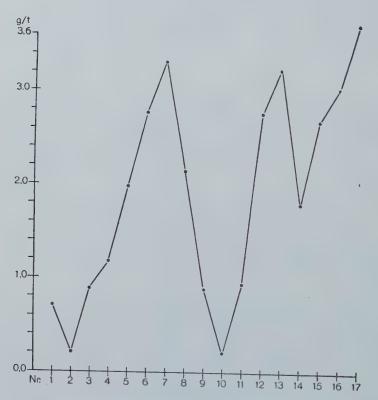
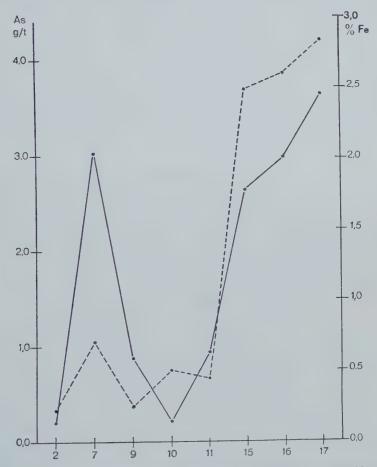


Abb. 1. As-Gehalt der karbonatischen und tonigen Gesteine von Steudnitz und Göschwitz. Vgl. Tab. 1.

gebunden und bei der Bildung des Gesteins konnte nur eine geringe Menge Arsen aufgenommen werden. Das Gewichtsverhältnis von As: Fe ist in den strohgelben Plattenkalken 1:23 900, in dem Trochitenkalk (Nr. 2), einem reinen Kalkstein von gleichem As-Gehalt, 1:10 000, in den schwach tonigen eisenarmen Kalksteinen im Hangenden und Liegenden der strohgelben Plattenkalke (Nr. 9, 11) 1:2775 resp. 1:4628.

Auffällig ist die As-Konzentration in der Oolithbank α (Nr. 7) im unteren Wellenkalk. Ihr As-Gehalt ist der höchste unter den Kalk-

steinen und erreicht fast den Maximalgehalt der Tongesteine des Profils, auch der Eisengehalt ist der höchste der untersuchten Karbonatgesteine. Das Gestein ist ein fester grauer Kalkstein, der zum Teil von Bohrgängen durchsetzt ist. Diese sind mit einem gelbbraunen, teilweise mulmigen, eisenhaltigen, tonigen Material erfüllt, das anscheinend die



Ursache für den hohen Eisen- und dadurch bedingten hohen Arsen-

gehalt ist.

Bemerkenswert sind ferner die Konzentrationsverhältnisse in den Mergeltonen des so₂ und so₁ (Nr. 15, 16, 17). Nr. 15 ist ein im Handstück ausgesprochen rotbraunes Gestein, während Nr. 16 und 17 graugrün gefärbt sind. Trotzdem ist in den beiden zuletzt genannten Gesteinen der As-Gehalt höher und auch der Fe-Gehalt, obwohl das Fe

nicht in Oxydhydratform vorliegt. Vergleichszahlen aus anderen grünen Tongesteinen liegen noch nicht vor, so daß aus den drei Proben von Göschwitz noch kein allgemeinerer Schluß gezogen werden kann. V. M. Goldschmidt und Cl. Peters (1934) fanden in den glaukonitreichen, sandigen Meeressedimenten meist beträchtliche As-Gehalte von 100—500 g/t, in einer Probe konnte As dagegen nicht gefunden werden. Es ist nicht ausgeschlossen, daß außer dem Eisenoxydhydrat auch Phyllosilikate eine Anreicherung bewirken können.

Eine anreichernde Wirkung der Grundwasserspiegel, wie es ausgesprochen bei Sr und Ba der Fall ist [vgl. F. H e i d e und W. C h r i s t (1953)], ist beim As nicht festzustellen. Die Anreicherung in der Oolithbank α , ein schwacher Wasserhorizont, ist auf eine andere Ursache zurückzuführen, wie oben dargelegt wurde. Der kräftige Wasserhorizont in den Myophoriaschichten (Nr. 11) macht sich nicht im As-Gehalt

bemerkbar.

Literaturverzeichnis

Goldschmidt, V. M., und Peters, Cl., Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Nat. Kl., N. F. I, Nr. 2 (1934), 11—22.

Heide, F., und Singer, E., Naturwiss. 37 (1950), 541.

Heide, F., und Ohrist, W., Chem. d. Erde 16 (1953), 327.

Kingsley, R., und Schaffert, R., Anal. Chem. 23 (1951), 914.

Robinson, W. O., Dudley, H. C., Williams, K. T., und Byers, H. G., Ind. and. Eng. Chem. Anal., Ed. 6 (1934), 274.

Jena, Mineralogisches Institut, Dezember 1954.

Über die bodensystematische Stellung des Blutlehms

Von Egon Zinecker, Freiburg i. Br.

Mit 2 Abbildungen im Text

Ein Boden wird bekanntlich durch eine große Reihe z. T. noch unbekannter Standortsfaktoren, u. a. durch Groß-, Klein- und Bodenklima, Gestein, Vegetation, örtliche Lage (Höhe, Exposition, Inklination und Relief), Grund- und Zuschußwasser, Fauna, sowie durch die menschliche Wirtschaft (Düngung, Be- und Entwässerung, Fruchtfolge, Bodenbearbeitung u. a.) von außen geprägt und durchläuft so lange verschiedene Entwicklungsstadien, bis er sich allen diesen Standortsfaktoren vollkommen angepaßt hat. Man spricht dann vom sog. Bodentyp und bezeichnet damit einen gewissen Gleichgewichtszustand des Bodens, der sich sofort wieder ändern kann, sobald nur ein einziger Standortsfaktor eine Änderung erfährt.

Abwegig ist aber die Betrachtungsweise eines Bodens als ein Lebewesen, da ihn dazu die Entelechien, die jede organische Entwicklung

von innen heraus dirigieren sollen, fehlen.

Für die Beurteilung eines Bodens ist die Kenntnis seiner profilmäßigen Gliederung in Horizonte unerläßlich, da sich im Bodenprofil die komplexe Wirkung aller Standortsfaktoren widerspiegelt und außerdem nur die genaue Kenntnis der verschiedenen Bodenprofile den Auf- und Ausbau einer vollständigen Bodensystematik ermöglicht.

Auch für die Einordnung des sog. "Blutlehms" in die Bodensystematik muß das Bodenprofil zur Beurteilung herangezogen werden. Man findet den Blutlehm als Kalksteinbraun- oder -rotlehm auf den Niederterrassen des Rheins, auf den Würmmoränen des Bodenseegebietes, sowie auf der weiten Schotterebene von München. In allen Fällen handelt es sich um mehr oder minder stark sortierte Ablagerungen verschiedenster Korngrößen, die neben Silikatgesteinen überwiegend Karbonatgestein enthalten. Durch Verwitterung bildeten sich später auf diesen Mischablagerungen sehr interessante Böden (Abb. 1 und 2), die man typenmäßig nur auf Grund ihrer Entstehungsgeschichte richtig beurteilen kann.

Man findet vielfach eine vollkommen entkalkte, skelettreiche Braunerde, die je nach der petrographischen Zusammensetzung und Korngrößenverteilung in wechselnder Bodentiefe einen Kalksteinbraunlehm- oder seltener einen Kalksteinrotlehmhorizont enthält. Dieser Kalksteinbraunlehm- oder Kalksteinrotlehmhorizont bildet sich meist auf durch Kalkabscheidungen verfestigten Skelettanteilen als wenig wasserdurchlässiger, ockerbrauner bis kreßroter Illuvialhorizont aus.

Durch Kohlensäureverwitterung des Kalksteins trat zunächst eine Bikarbonatlösung auf, aus welcher vielfach durch Partialdruckänderung des Kohlendioxyds in Wasser Kalziumkarbonat wieder ausfiel

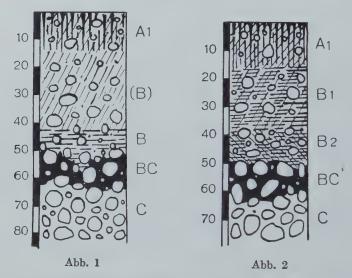


Abb. 1. Blutlehmbildung auf Würmmoräne. A schwarzgrauer Mullhorizont, sandig, grusig, grandig, geröllhaltig. — (B) brauner, schwach lehmiger Sand, reicher an Sand, Grus, Grand und Geröllen. — B rötlich brauner, toniger Lehm, reicher an Sand, Grus, Grand und Geröllen. — BC weiß-graue Kalkabscheidungen, welche die Skelettanteile verbacken. — C sandig-grandige, hellgraue Gerölle (Kalk- und Silikatgestein).

Abb. 2. Blutlehmbildung auf Rheinniederterrasse. A₁ schwarzgrauer Mullhorizont, schwachlehmiger Sand, sandig, grusig, grandig, geröllhaltig. — B₁ braunroter toniger Lehm, reicher an Sand, Grus, Grand und Geröllen. — B₂ gelber toniger Lehm, reicher an Sand, Grus, Grand und Geröllen. — BC grau-weißer, durch Kalk verbackener Schotter. — C frische, kalkreiche, graue Schotter.

und zu einer Verfestigung der Skelettanteile im Untergrund führte (z. B. Rheinweißbildung). Die Zone der Kalkverwitterung drang langsam von der Bodenoberfläche in die Tiefe und sorgte für ein völliges Verschwinden der Kalkanteile, aus deren nichtkarbonatischen Rückständen sich der Kalksteinbraun- bzw. -rotlehm bildete.

Der Kalksteinbraunlehm besteht nach W. L. Kubiena (1948) aus durch Kieselsäure hochpeptisiertem Eisenhydroxyd. Da die Kieselsäure als lyophiles Kolloid in Wasser leicht quillt, verleiht sie dem

Eisenhydroxyd eine große Beweglichkeit, die man sieh kolloidchemisch so vorstellen kann, daß die Teilchen der lyophilen Kieselsäure sperrig gebaut sind, so daß sich in ihnen die lyophoben Eisenhydroxydsole gleichsam wie in dem verzweigten Porensystem eines mit Wasser vollgesaugten Schwammes frei bewegen können. Feuchter Kalksteinbraunlehm ist leicht verschlämmbar und fließt daher je nach seinem Durchfeuchtungsgrad verschieden rasch in die Hohlräume des Bodenskeletts, wo er sich auf den durch Kalk verfestigten Skeletteilen anreichert. Der Kalkverwitterung folgte erst später die Verwitterung des Silikatgesteins, wodurch eine mesotrophe Braunerde entstand.

Auf Grund der Arbeiten W. L. Kubienas (1948) wissen wir heute, daß Kalksteinbraunlehm nur bei einem feuchten und kühlen Bodenklima entstehen kann, während sich Kalksteinrotlehm unter subtropischen Klimaverhältnissen, d. h. bei einem feuchten und heißen Bodenklima bilden kann. Bei diesem Bodenklima kann auch der Kalksteinbraunlehm in einen -rotlehm übergehen. Unter dem Einfluß der großen Wärme werden die Eisenhydroxydsole durch Wasserentzug so konzentriert, daß sie sich als Gele und in Form von Konkretionen verschiedener Größe ausscheiden; wobei gleichzeitig auch die kolloidale Kieselsäure als Gallerte entwässert wird. Auf diese Weise entsteht ein schwammartiges Gefüge von bestimmter Festigkeit, das von W. L. Kubiena (1948) zuerst an tropischen Rotlehmen beobachtet wurde (Iwatoka-Phänomen).

Die Farbunterschiede zwischen Kalksteinbraun- und -rotlehm kann man im verschiedenen Hydratationsgrad des limonitischen Eisens (Fe $_2$ O $_3 \cdot$ n H $_2$ O) sehen und sich chemisch so vorstellen, daß bei großem "n" die Farbe ockergelb ist; je kleiner "n" wird, desto mehr vertieft sich der Farbton über braun und rotbraun zu braunrot und kreßrot.

Obgleich W. L. Kubiena die braunroten bis kreßroten Konkretionsausscheidungen des Rotlehms als irreversibel bezeichnet, so sprechen doch alle Beobachtungen dafür, daß sie "verbraunen" können. Die Verbraunung bedeutet kolloidchemisch, daß stark dehydratisierte Eisenhydroxydgele durch Wasseraufnahme in Eisenhydroxydgele höheren Hydratationsgrades umgewandelt werden, wenn sie auch nicht mehr durch vollkommene Peptisation in Solform übergehen. So können wir z. B. am Profil 2 unter einem kreßfarbenen Kalksteinrotlehmhorizont B_1 einen gelbbraunen Lehmhorizont B_2 erkennen, der sicherlich auf einem gewissen Stau von Zuschußwasser auf den durch Kalk verfestigten Skelettanteilen zurückzuführen ist. Durch den Einfluß des Zuschußwassers trat aus den bereits bekannten Ursachen eine Farbaufhellung ein.

Auf keinen Fall kann ich mich aber der Ansicht H. Harrassowitz' (1926) anschließen, daß es sich bei dem gelben Lehmhorizont um einen primär entstandenen Bodenhorizont handelt, da sich jener nur durch sekundäre Umwandlung des kreßroten Kalksteinrotlehms unter dem Einfluß des Zuschußwassers gebildet haben kann.

Soweit wir heute in Deutschland Kalksteinrotlehme, wie z.B. auf den großen Flächen der Ostalb vorfinden, können wir ohne weiteres auf subtropische Klimaperioden Rückschlüsse ziehen, da unter den heutigen klimatischen Bedingungen derartige Bodenbildungen nicht

möglich sind.

Wollen wir nun die hochinteressanten Bodenbildungen auf Kalkund Silikatmischgesteinen in die Bodensystematik einordnen, dann besteht die Möglichkeit, sie entweder in die Pararendsinaserie oder in die Braunerdeserie zu stellen; wir können sie daher entweder als "Parakalksteinbraun- oder -rotlehm" oder als "Braunerde mit einem Kalksteinbraun- oder -rotlehmhorizont" bezeichnen.

Bei der zweiten Bezeichnungsart halte ich die Bezeichnung "Kalk steinbraun- oder -rotlehmhorizont" für wesentlich, da das porphyropeptische Gefüge für den kolloidreichen Lehmcharakter ganz typisch ist und im Bodenschliff leicht erkannt werden kann.

Abschließend möchte ich noch kurz die Ansichten über den Blutlehm diskutieren. Bekanntlich hat E. Kraus (1921) den Blutlehm als fossile Verwitterungsdecke erklärt und mit entsprechend warmem Klima im frühen Postglazial in Zusammenhang gebracht. Einer ganz ähnlichen Ansicht ist auch F. Vogel(1952), der es vom bodenkundlichen Standpunkt aus als wenig wahrscheinlich ansicht, daß z. T. so mächtige Blutlehmhorizonte von 60—80 cm bei den gleichzeitig beobachteten Oberböden rezenten Ursprungs sind. Nur H. Harrassowitz ist der Ansicht, daß die Blutlehme rezente Illuvialhorizonte darstellen.

Zu diesen verschiedenen Ansichten Stellung zu nehmen ist deshalb schwierig, da wir über das Alter unserer Böden nur wenig Aussagen machen können. Wir können mit Sicherheit nur sagen, daß sich diese Böden auf Mischgesteinen seit der jüngsten Eiszeit gebildet haben und daß die Bildung der Kalksteinbraun- und -rotlehmhorizonte sicherlich älter als die dazugehörigen Braunerden sind. Wenn wir also die ältere Kalksteinbraun- oder -rotlehmbildung als "fossil" und die Bildung der Braunerde als "rezent" bezeichnen, dann sollen diese Bezeichnungen nur die zeitliche Aufeinanderfolge der beiden Bodenbildungen bezeichnen, nicht aber genaue Zeitmarken darstellen.

Will man über die Kohlensäureverwitterung der Kalkanteile verläßliche Aussagen machen, so muß man dabei verschiedene Faktoren, u. a. Korngröße, Klima, Gesteinszusammensetzung, Vegetation und örtliche Lage, berücksichtigen. Rein theoretisch muß der Kalk in einer kühleren Klimaperiode rascher verwittern als unter den heutigen gemäßigten Klimaverhältnissen, da die Löslichkeit des Kohlendioxyds in kaltem Wasser größer als im warmen Wasser ist; von der Löslichkeit des Kohlendioxyds im Wasser hängt aber wiederum die Inten-

sität der Kohlensäureverwitterung ab. Wenn E. Kraus (1921) ein warmes Klima im Postglazial für die Bildung des Blutlehms annimmt, so kann das nur für den kreßroten Kalksteinrotlehm, nicht aber für den ockerbraunen Kalksteinbraunlehm zutreffen.

Auf Grund der Arbeiten D. Schröders (1952), der sich vor allem mit den nichtkarbonatischen Bestandteilen eines Kalkgesteins befaßt hat, kann sich ein Kalksteinbraunlehmhorizont von 10 cm durch Verwitterung einer Karbonatkalkdecke von 0,5 bis 1 m bilden. Für die Entstehung eines Kalksteinbraunlehmhorizontes von 80 cm braucht man keineswegs eine Kalkdecke von 4 bis 8 m anzunehmen, da der Kalksteinbraunlehm infolge seines kolloidreichen Lehmcharakters schon bei geringsten Neigungsgraden fließen und sich an tiefer gelegenen Stellen anreichern kann.

Aus meinen Ausführungen geht klar hervor, daß der sog. Blutlehm, dessen Bezeichnung nur auf den Kalksteinrotlehm, nicht aber auf den Kalksteinbraunlehm, Anwendung finden sollte, in verschiedenen Klimaperioden gebildet wurde: War die Bildung des Kalksteinrotlehms nur unter subtropischen Klimaverhältnissen möglich, dann genügten für die Ausbildung des Kalksteinbraunlehms ähnliche Klimaverhältnisse, wie wir sie auch heute in Deutschland haben. Immer bildete sich der Blutlehm aus den Karbonatkalkanteilen eines Mischgesteines und blieb infolge seines porphyropeptischen Gefüges nur an erosionsgeschützten Stellen erhalten; das ist auch der Grund dafür, daß wir ihn nur auf den jüngeren Niederterrassen des Rheins vorfinden, während er auf den älteren Hochterrassen bereits der Erosion zum Opfer gefallen ist.

Literatur

Harrassowitz, H., Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. 3. Teil. Steinmann-Festschr. 1926.

Kraus, E., Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. Geognost. Jh. 34 (1921), 169—222. Kubiena, W. L., Entwicklungslehre des Bodens. Wien, Springer-Verlag,

1948.

Schröder, D., Über die nichtkarbonatischen Bestandteile von Weißjurakalken. Ztschr. f. Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde 57 (102.Bd.), H. 3 (1952).

Vogel, F., Bodenbildung und Bodenfruchtbarkeit, aufgezeigt an südbayerischen Bodentypen unter besonderer Berücksichtigung von Ackerböden. Ztschr. f. Pflanzenbau und Pflanzenschutz, Sonderheft 3 (1952).

Institut für Bodenkunde der Universität Freiburg i. Br., Januar 1955

Zur Geochemie der Jod-Sole-Quellen

Dr.-Ing. Annemarie Schmölzer, Bad Hall, Oberösterreich

Mit 3 Abbildungen im Text

In der großen Zahl der natriumchloridhaltigen Heilquellen bilden die jodführenden Natriumchloridwässer und Natriumchlorid-Hydrogenkarbonatwässer eine Sondergruppe, die medizinisch besonderes Interesse verdient. Sie liefert die Grundlage für eine bädermäßige Anwendung des Heil- und Wirkstoffes Jod, jenes Elementes, dem eine maßgebende Rolle im biologischen Geschehen des Menschen und eine

weitgespannte Aufgabe als Heilstoff zukommt.

Geochemisch betrachtet sind diese Wässer das Ergebnis geologischer Prozesse, die man als mineralwasserliefernde Vorgänge in der über ein halbes Jahrhundert alten Diskussion um die vadose oder juvenile Natur der Heilwässer fast übersehen hat. Ihr wesentlichstes Kennzeichen ist ihr Reichtum an einer Reihe von biophilen Elementen. enthalten sie doch neben Jod auch wesentliche Mengen an Brom, Bor, Stickstoff in Form von Ammonsalzen sowie zuweilen auch Schwefel als Hydrosulfid oder Schwefelwasserstoff.

Es ist seit langem unbestritten, daß der Gehalt an Jod und Brom in diesen Mineralwässern biogenen Ursprungs ist, doch scheint damit das Gesamtproblem der Entstehung und des Vorkommens dieser Wässer nur gestreift. Es gilt vielmehr, das Mineralwasser als ganzes, d. h., das Wasser mit seiner Mineralisation als geologische Erscheinung zu werten und die Frage nach der Geochemie dieser Gesamtheit zu beantworten.

Angesichts der hohen erdölgeologischen Bedeutung der als Randwässer, Basiswässer und Hangendwässer von Erdöllagerungsstätten auftretenden Kochsalzwässer wurden aus der Erdölgeologie heraus für sie eine Reihe genetischer Hypothesen und Theorien entwickelt, die sich

heute schroff gegenüberstehen:

1. Nach der Theorie des connate water (mitgeborenes Wasser) sind die Jodwässer fossiles Meerwasser, das bei Sedimentation gemeinsam mit dem organischen Ursprungsmaterial des Erdöls im Untergrund dicht abgeschlossen wurde. Im engen Kontakt mit den einem Bitumisierungsprozeß erliegenden organischen Substanzen haben sie die freiwerdenden anorganischen Salze aufgenommen, wobei sie gleichzeitig auch durch mikrobiologische Vorgänge, z. B. unter Austausch von Sulfat gegen Bikarbonat und Hydrosulfid, verändert wurden.

- 2. Nach der Nebenproduktetheorie von Mrazek (1926) und Krejci-Graf sind die jodhaltigen Salzwässer und das Erdöl Produkte des gleichen chemisch-biologischen Vorgangs einer Zersetzung mariner Lebensreste, wobei die anorganischen Verbindungen im freiwerdenden Zellwasser gelöst, von den organischen Anteilen getrennt wurden. Da Planktonorganismen einen Wassergehalt von 85 bis mehr als 90% besitzen, überwiegt die Wasserkomponente mengenmäßig über das gebildete Erdöl.
- 3. Nach der von Rogers (1919) vertretenen Infiltrationstneorie sind sie Meteorwässer, also echte Quellwässer, welche in den Raum der Lagerstätte infiltrieren, wobei sie die bei der Erdölbildung freigewordenen Mineralsubstanzen aufnehmen und gleichzeitig unter dem Einfluß der im Erdöl heute noch lebenden anaeroben Mikroorganismen eine Veränderung ihrer Mineralisation erfahren.
- 4. Wieseneder (1953) faßt die Jodwässer dagegen als Mischung von fossilem Meerwasser mit Nebenprodukten der Erdölbildung und Tagwässern auf. Seine Auffassung stützt sich auf die Beobachtung, daß frisch sedimentierte Pelite ein Porenvolumen von 50 bis 90% besitzen. Das diese Poren erfüllende fossile Meerwasser muß dem biogenen Wasser in allerdings nach besonderen Verhältnissen ungleichen Mengen beigemengt sein.

Die Übertragung dieser genetischen Erwägungen auf balneologisch genutzte Jodwässer, in deren Begleitung bisher kein Erdöl angetroffen wurde, bietet keine grundsätzlichen Schwierigkeiten. Die Vorkommen jodreicher Wässer sind ebenso wie die Erdöllagerstätten an das Vorland der großen Faltengebirge geknüpft. Ihre Heimat sind vor allem die Randgebiete der großen Beckenlandschaften, in deren Untergrund mächtige Schichtfolgen von geologisch jungen, tektonisch wenig durchbewegten tonig-mergeligen Gesteinen liegen.

Die Jodwasservorkommen Deutschlands und Österreichs, die hier besonders zur Debatte stehen, fügen sich in dieses geologische Grundschema im wesentlichen gut ein (Abb. 1). Sie liegen am Nordrand der Alpen bzw. im Inneren des großen subalpinen Molassetroges, jener Randtiefe im nördlichen Vorland der Alpen, die als geotektonische Einheit von Genf auf rund 900 km Länge bis über Brünn hinaus ver-

folgbar ist und dort in das Karpatenvorland übergeht.

Von den Heilquellen im südbayrischen Anteil des Alpenvorlandes wurden nur die Adelheid-Quelle bei Heilbrunn und die Quellen von Seeg und Sulzbrunn unmittelbar in Molasseschichten erschlossen. Die Quellen von Wiessee wurden dagegen im Zuge von Erdölbohrungen im Flysch, 4 km südlich des Flyschnordrandes angetroffen. Die Quellaustritte von Bad Tölz sind nach Rothpletz an die Enzenauer Nummulitenkalke des helvetischen Eozäns gebunden. Die eigentliche

Herkunft dieser Wässer ist heute noch unbestritten. Die Schichten des Flysch, des Helvetikums und der Molasse entstammen drei verschiedenen Sedimentationsbecken, von denen jedes die Voraussetzungen für Jodwasserführung besitzt. Vergleicht man jedoch den chemischen Charakter all dieser Quellen, dann neigt man sehr der Anschauung Richters zu, nach dem alle Jodwässer des bayrischen Alpenrandes einem einheitlichen Bildungsraum, und zwar der marinen Molasse, entstammen. Aus diesem primären Bildungsraum mögen sie sekundär sowohl in den Flysch als auch in die Schichten des Helvetikums eingewandert sein.

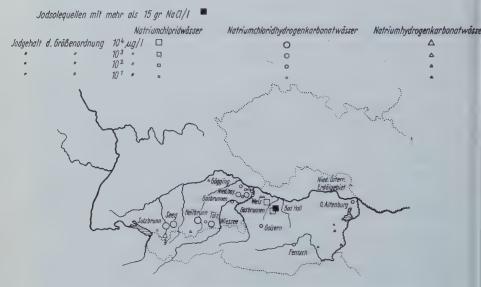


Abb. 1. Die jodhaltigen Mineralquellen Südbayerns und Österreichs.

Jodhaltige Natrium-Chloridwässer sowie jodführende Natrium-chlorid-Hydrogenkarbonatwässer von wechselnder, durchwegs aber geringer Konzentration und geringem Jodgehalt wurden darüber hinaus bei einer großen Anzahl von Bohrungen im niederbayrischen Gasbrunnengebiet angetroffen.

Diese Jodwässervorkommen des bayrischen Anteils des Molassebeckens finden ihre Fortsetzung im oberösterreichischen Alpenvorland.

Besonders günstige paläogeographische und stratigraphische Bedingungen für Bildung, Speicherung und Gewinnung von Jodsolewässern sind im Raum von Bad Hall vorhanden. Die 58 in diesem Gebiete seit 1893 niedergebrachten Tiefbohrungen, die durch Jahre verfolgte Schüttungscharakteristik der einzelnen Jodwassergewinnungsstellen, die laufende analytische Kontrolle und die im Zuge der letzten Bohrarbeiten durchgeführten Kontrolluntersuchungen lieferten eine

Reihe wertvoller Erfahrungen zur Deutung der Natur dieser Quellen. Die bedeutende Mächtigkeit der Oligozänsedimente, die zahlreichen stockwerkartig übereinander anzutreffenden Sand- und Schotterlagen als Auffang- und Speicherschichten und die an das unmittelbare Vorland der Alpen gebundene Faltungs- und Bruchtektonik mit deutlicher Queraufwölbung begründen die Vorrangstellung dieses Bereiches als Jodwasserproduktions- und Hoffnungsgebiet.

Der Raum von Bad Hall — als das bisher bekannte Verbreitungsgebiet dieser Quellen — liegt nahe dem Südrand des oberösterreichischen Anteils des subalpinen Molassetroges, dessen Sedimenterfüllung hier rein marin ausgebildet ist. Die Gesamtmächtigkeit der tertiären Schichtfolge ist auf Grund geophysikalischer Untersuchungen mit 1800 bis 2000 m anzunehmen. Sie gliedert sich in den liegenden Oligozänschlier — in dem Katt und Aquitan vertreten sind —, den untermiozänen Unteren und Oberen Haller Schlier und die mittelmiozänen Robulusschichten.

Der tektonische Bau des Gebietes wird durch die Alpenrandnähe bestimmt. Seine tektonische Hauptlinie scheint die Zehrmühlenlinie zu sein, längs der subalpin verfaltetes und verschupptes Oligozän an das im Norden dieser Linie flach liegende Oligozän angepreßt wurde. Sie ist wohl ebenso wie die schwache Antiklinalbildung in diesem Raume das Ergebnis der letzten alpinen Bewegungen, in die am Ende des Oligozäns bzw. im Helvet (savische und steirische Phase nach S t i l l e) auch die Schliersedimente einbezogen wurden.

Als Jodwassermuttergestein des Gebietes müssen die Oligozänschichten trotz ihrer überwiegend hellen Farbe und ihrer Armut an Schwefelkies und bituminösen Anteilen gelten. Immerhin zeigt das Auftreten von verkiesten Mikrofossilien eine Ablagerung dieses Oligozänschliers in stillen, durch Schwefelwasserstoff vergifteten Beckenteilen an, in denen die Bedingungen für Bitumisierung organischer Reste gegeben sind. Vereinzelt treten innerhalb dieser Serie auch schokoladenbraune Tonmergel mit reichlichen Fischresten auf.

Starker fazieller Wechsel, insbesondere reichlich mächtige Sandund Schotterhorizonte mit abdichtenden tonigen Zwischen- und Decklagen bilden vorteilhafte Möglichkeiten für sekundäre Anreicherung der von Erdgas begleiteten Jodsolewässer, in deren Begleitung bisher noch kein Erdöl nachgewiesen wurde.

Mächtige Sand- und Schotterhorizonte als Speichergesteine des Jodwassers finden sich einerseits im Katt, andererseits an der Aquitan-Burdigal-Grenze. Die fazielle Ausbildung beider Horizonte ist die gleiche. Charakteristisch sind vor allem die Schotterbänke mit fehlender Sandkomponente und reichlich tonig-mergeliger Grundmasse. Hauptgesteinsbestand bilden zentralalpine blaugraue Dolomite, wie sie auch aus dem bayrischen Anteil des Oligozäns beschrieben werden, daneben Quarze und vereinzelte Gneise. Innerhalb dieser Schichten

schufen zahlreiche Brüche voneinander isolierte und gegen Aussüßung abgedichtete Jodwasserfelder mit stockwerkartig übereinander liegenden Jodwasserhorizonten.

Alle wesentlichen Jodwasserbrunnen Bad Halls fördern heute aus sandigen und schotterigen Schichten des Oligozäns. Der den Oligozänschlier teilweise mit scharfer Erosionsdiskordanz überlagernde Untere Haller Schlier des Miozäns ist an der Basis häufig sandig bzw. schotterig entwickelt und als solches noch ein wertvoller Auffunghorizont für Jodwasser der Tiefe. Die schwachen Sandlagen der darüberliegenden Schichtpakete des Haller Schliers bilden dagegen keine entsprechenden Speicherungsmöglichkeiten für größere Jodwassermengen. Sie liefern jedoch ebenso wie Bankungsfugen und Zerrklüfte in diesen spröden Mergeln Bewegungsbahnen für tiefere Wässer. Daher treten aus diesen Mergeln des Haller Schliers an vereinzelten Stellen der Talsohle Kluftquellen bis gegen die Tagesoberfläche. Eine davon, die Tassilo-Quelle, erbrachte als natürliche Kluftquelle eine wirtschaftlich lohnende Dauerproduktion von jodhaltigem Natriumchloridwasser, das im Vergleich zu den Tiefenwässern allerdings durch süßes Grundwasser stark verdorben ist.

Der chemische Grundtypus dieser Quellen wird durch die Analyse des Wassers der Guntherhöhen-Bohrung, ausgeführt 1940 von der Deutschen Forschungsanstalt für Lebensmitteluntersuchung, wiedergegeben, der in Tab. 1 die Analyse des Wassers des Schwarzen Meeres gegenübergestellt ist. Der balneologischen Nomenklatur entsprechend sind die Quellwässer Bad Halls als jodhaltige Natriumchloridwässer bzw. Jodsolewässer zu bezeichnen.

Die Gesamtmineralisation der derzeit produzierenden elf Quellen und Brunnen des Raumes Bad Hall schwankt zwischen 13,43 und 23,2 g/l. Das für den chemischen Grundtypus der Quellen charakteristische Jod-Chlor-Verhältnis variiert gemäß Tab. 2 zwischen 3.32×10^{-3} und 4.19×10^{-3} , wobei deutliche regionale Gruppierungen von Quellen ähnlicher Jod-Chlor-Verhältnisse erkennbar sind (siehe Abb. 2 und 3). Sie deuten, da sekundäre Veränderungen der Zusammensetzung nicht anzunehmen sind — auf das Vorhandensein verschiedener voneinander isolierter Bildungs- und Speicherräume, in denen sich geringfügige Unterschiede im Chemismus ausbilden und erhalten konnten.

Die Quell- bzw. Brunnenwässer schwanken in ihrer Zusammensetzung zeitlich innerhalb geringer Grenzen, wobei eine Gliederung wie folgt möglich ist:

a) Wässer konstanter chemischer Zusammensetzung, unabhängig von Niederschlägen, Grundwasserstand und Entnahmemenge (welch letztere den Wasserstand im Bohrloch bestimmt). Hierzu gehören alle aus tiefen Horizonten produzierenden Bohrbrunnen und aufsteigenden Quellen.

Tab. 1. Analyse der Guntherhöhenquelle Bad Hall in Gegenüberstellung zum Meerwasser

	Guntherhöl	nenquelle	Schwarze	es Meer
	mg/kg	mval/%	mg/kg	mval/%
Kationen:				
Kalium (K')	10,40	0,09	212	1,71
Natrium (Na')	6 464	90,64	5 562	76,46
Lithium (Li')	2,3	0,11	n. b.	n. b.
Calcium (Ca'')	244,5	3,93	257	4,07
Magnesium (Mg'')	156,1	4,14	683	17,76
Strontium (Sr)	13,0	0,10	n. b.	n. b.
Eisen (II) (Fe)	6,1	0,07	99 99	99 99
Aluminium (Al)	Spuren	Spuren	33 33	99 99
Mangan (Mn)	"	>1	,, ,,	11 11
Kupfer (Cu)	,,	, ,,	,, ,,	,, ,,
Ammonium (NH ₄)	51,6	0,92	,, ,,	22 22
4	6 948.0	100,00	6714	100.00
Anionen:	,	, , , , ,		,
Chlor (Cl')	10 704	97.34	10 065	89,96
Brom (Br')	78,2	0,32	34	0,14
$\operatorname{Jod}\left(\widetilde{\mathbf{J}'}\right)$	39,0	0,10	0,011-0,070	n. b.
Nitrit (NO ₂ ')	0,03	0,0002	n, b.	29 29
Hydrogenearbonat (HCO ₃ ') .	425,0	2,24	84	0,88
Sulfat (SO,")	0	0	1 365	9,02
	11 246,23	100,00	11 548	100,0
Undissoziierte Stoffe:				
Kieselsäure (meta) (H ₂ SiO ₃)	11,6		n. b.	n. b.
Borsäure (meta) (HBO ₂)	168		97 99	99 99
	18 373,8			
Gasförmige Stoffe:				
Freies Kohlendioxyd (CO ₂)	26,0		n. b.	n. b.
Summe	18 399,8		18 262	
ommuo	20 000,0	1	1	Į.

- b) Wässer mit Schwankungen der Gesamtkonzentration bei konstantbleibendem Jod-Chlor-Verhältnis, jedoch schwankendem Halogen-Karbonat- und Erdalkali-Alkali-Verhältnis. Diese entstammen den aus seichten Horizonten produzierenden Schacht- und Bohrbrunnen.
- c) Wässer mit Konzentrationsschwankungen und Veränderungen des Jod-Chlor-Verhältnisses, je nach Entnahmeintensität und dadurch künstlich eingestelltem Wasserspiegel im Bohrbrunnen. Dies deutet auf Vorhandensein mehrerer voneinander unabhängiger produzierender Jodwasserhorizonte.

Das Vorkommen von Jodwässern ist im österreichischen Alpenvorland nicht auf den Raum von Bad Hall beschränkt. Eine Reihe der im vergangenen Jahrhundert und um die Jahrhundertwende in Wels niedergebrachten Erdgasbohrungen lieferte nennenswerte Mengen von Jodkochsalzwässern ähnlicher Zusammensetzung wie die Wässer Bad Halls. In neuerer Zeit haben Schurfbohrungen in Kilb (an der Oligozänbasis) sowie in Gunskirchen (im Helvet) Salzwasser angetroffen.

Im niederösterreichischen Erdölgebiet wurden sowohl im Flysch als auch an der Schlierbasis, im Torton und Sarmat jodhaltige Natriumchloridwässer sowie Natriumchlorid-Hydrogenkarbonatwässer ange-

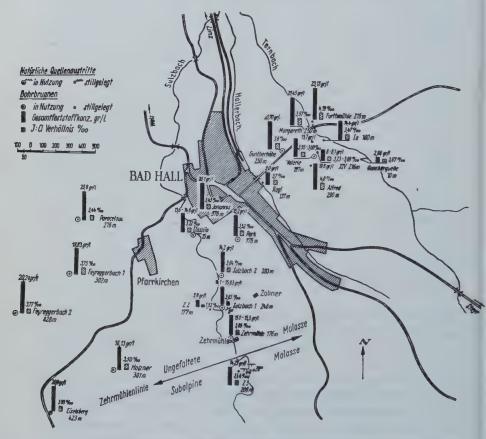
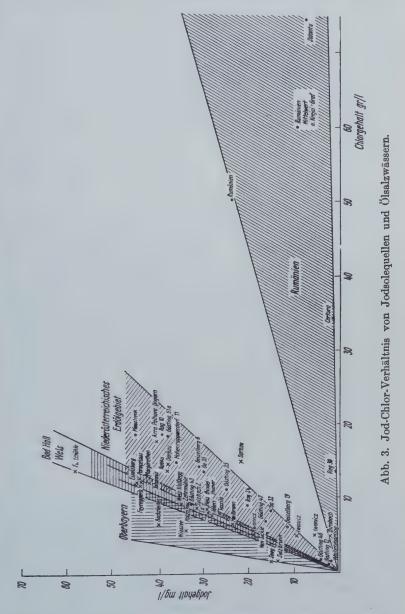


Abb. 2. Vorkommen und Analyse der Jodquellen Bad Hall.

tahren. Darüber hinaus sind Natriumchlorid-Hydrogenkarbonatwässer mit Jodgehalten in Größenordnung von Mikrogrammen im Alpenund Voralpenland nicht selten. Eine Reihe von Hydrosulfidquellen des Alpenvorlandes (Schallerbach, Leppersdorf, Deutsch-Altenburg) sowie einzelne Akratopegen und Akratothermen des Alpeninneren — geknüpft an Werfener Schiefer — besitzen solch geringfügige Jodgehalte.

Als Heilquellen genutzt sind in Europa darüber hinaus eine Reihe von Vorkommen am Außenrand des Karpatenbogens, am Nordrand des Apennins und im Vorland des Karstes. Jodkochsalzwässer und Jodnatriumchlorid-Hydrogenkarbonatwässer werden darüber hinaus als Begleiter vieler großer Erdölvorkommen beschrieben¹). Für den Welt-



¹⁾ Nach Krejei-Graf sind die jodhaltigen Wässer vorwiegend an Lagerstätten der Paraffinöle gebunden; Naphthenöllager sind dagegen J-arm bis J-frei.

handel mit Jod erlangten in den letzten Jahren die Jodwässer des ostindischen Archipels (Java mit Jodgehalten von 30 bis 150 mg/l, Sumatra, Westborneo, Timor, Neuguinea) und die Ölsalzwässer der Vereinigten Staaten, insbesondere diejenigen des Raumes Long-Beach (Jodgehalte von 30 bis 50 mg/l), in Kalifornien immer größere Bedeutung.

All diese Wässer zeigen im Vergleich zum Meerwasser in quantitativer Hinsicht charakteristische und teilweise gesetzmäßige Verschiedenheiten. Ein Vergleich der zugänglichen Analysen von Jodkochsalzund Natriumchlorid-Hydrogenkarbonatwässern lassen aber trotzdem eine solche Mannigfaltigkeit im Chemismus erkennen, daß eine vielfach angenommene einheitliche Genesis von vornherein unwahrscheinlich scheint. Kennzeichnend sind folgende Analysenwerte und Verhältniszahlen (siehe Tab. 2).

- 1. Die Gesamtmineralisation der Wässer, die in äußerst weiten Grenzen schwankt und je nach besonderen Verhältnissen Hinweise auf Konzentrationserhöhung durch Auslaugungsvorgänge oder Einengung bzw. auf Aussüßung an der Lagerstätte oder in der Fassungsanlage liefert.
- 2. Der Jodgehalt, der von einem aus vereinzelten Vorkømmen beschriebenen, wohl sekundär bedingten Gehalt an elementaren Jod abgesehen durchwegs als Jodid vorhanden ist. Das für den chemischen Grundtypus der Wässer charakteristische hohe Jod-Chlor-Verhältnis (Abb. 3) bildet eines der wesentlichsten gemeinsamen Kennzeichen und den hauptsächlichsten Unterschied gegen das jodarme Meerwasser (der Jodgehalt des Meerwassers beträgt nach verschiedenen Autoren 11 bis 70 Mikrogramm je kg bei einem Durchschnittsgehalt von 25 Mikrogramm je kg, wobei die höchsten Jodwerte in abgeschlossenen Meeresteilen hoher Salzkonzentration, z. B. im östlichen Mittelmeer und im Toten Meer ausgewiesen werden). Das Jod-Chlor-Verhältnis des Meerwassers liegt nach Clarke (1920) im Durchschnitt bei $1,2\times 10^{-6}$, nach Reith (1930) bei 2×10^{-6} , während das Jod-Chlor-Verhältnis in den Jodkochsalzwässern in Größenordnungen von 10^{-4} bis 10^{-2} liegen.

Es ist seit langem bekannt, daß pflanzliche und tierische Organismen des Meeres Jod im beträchtlichen Ausmaß speichern. Auf Grund der häufigen Vergesellschaftung der Jodwässer mit Erdöl dürfen die Muttermaterialien des Erdöls, also marines Plankton, daneben auch Nekton als Jodmuttersubstanzen der Jodsolewässer angesehen werden. Die Frage nach den relativen Anteilen von Wässern organogener Abkunft einerseits und Wässern mariner bzw. meteorischer Natur anderseits kann bis zu einem gewissen Grade durch Gegenüberstellung des Jodgehaltes rezenter Planktonorganismen zum Jodgehalt der Jodwässer beantwortet werden. Angesichts der großen Schwankungsbreiten des Jodgehaltes der Meeresorganismen

sind diese Schlußfolgerungen allerdings mit einiger Unsicherheit behaftet. Nach H. T. Cameron (1915) schwanken schon die Jodgehalte der Meeresalgen in weiten Grenzen. Von den Braunalgen erreichen nur die Laminariaceen und eine oder zwei Fucaceen Jodgehalte von 0,1% und darüber. Von den Rotalgen sind es nur die Rhodymeniaceen und die Delesseraceen, welche Jodgehalte dieser Größenordnungen erreichen. Aus der Bibliographie Jodine and Plantlife (1915) sind folgende Zahlen für den Jodgehalt von Meeresalgen zu entnehmen.

Art	Gehalt an Wasser + Mineralsubstanz	Gesamt-J-An- teil in % der Frischpflanze	errechnete mg J/kg Zellflüssigkeit
Fucus Ecklonia	85%	0,012%	14 mg/kg
	88,75%	0,060%	68 ,,
	85%	0,100%	118 ,,
	85%	0,120%	141 ,,

Jaques und Osterhouti eine Jodanreicherung auf das 1000- bis 10000 fache des Jodgehaltes im umgebenden Meerwasser nachweisen, während der Chlorgehalt bei einer untersuchten Valonia macrophysa (nach Untersuchungen von Höber) auf das 1,1 fache des Anteils im umgebenden Meerwasser anstieg. Es liegen in diesen Zellwässern also Konzentrationsverschiebungen gegenüber dem Meerwasser in Größenordnungen vor, wie sie z.B. in den Jodsolewässern der europäischen Jod-Heilquellen nachgewiesen wurden.

3. Der Bromgehalt.

Clark (1920) gibt für den Bromgehalt des Meerwassers folgende Zahlen:

Proben	g Cl/l	g Br/l	Verhältnis Br/Cl
Mittel aus 77 Proben der Challenger-Expedition Mittel aus 22 Proben des Atlantik Ostsee	20,662 20,036 3,969	0,0703 0,065 0,0094	$ \begin{vmatrix} 3,4 & \times & 10^{-3} \\ 3,25 & \times & 10^{-3} \\ 2,36 & \times & 10^{-3} \end{vmatrix} $

Nach Eichler (1949) ist in der Hydrosphäre ein durchschnittliches Brom-Chlor-Verhältnis von 3×10^{-3} vorhanden. Jeder diese Zahl überschreitende Bromgehalt ist nach ihm als spezielle Aufnahme von Brom zu werten. Laut Tab. 2 ist das Brom in den Jodsolewässern der europäischen Quellengebiete demgegenüber — auf Basis Chlor berechnet — bis zum vierfachen Wert angereichert. Da jodspeichernde Meeresorganismen erfahrungsgemäß auch Brom speichern — dieses allerdings im geringeren Ausmaß —, kann für den erhöhten Bromgehalt der Jodsolewässer gleichfalls organische Abkunft angenommen werden.

Tabelle 2. Genetische Gliederung vo

Vorkommen	Gesamt- Feststoff- Gehalt g/l	J mg/l	J/Cl- Verhältnis	Jod- anreicherun gegenüber Meerwasser
Meerwasser-Durchschnitt Mittel aus 77 Challenger- Analysen	33,01—37,37	0,0110,070	i. M. 1,2×10 ⁻⁶ n.Clarke (1920) 2×10 ⁻⁶ n.Reith (1930)	
Beispiele:			1. Vorwiege	end organoger
Bad Hall Paracelsus	20,79	45,8	j M. 3,66 \times 10 ⁻³	3040
Eiselsberg	20,02	45,9	3,91×10 ⁻³	3260
Furtmühle	22,98	58,3	4,19×10 ⁻³	3500
Feyreggerbach 1	19,81	44,2	$3,75 \times 10^{-3}$	3120
Feyreggerbach 2	20,22	45,3	$3,76 \times 10^{-3}$	3130
Darkau (Schlesien)	25,70	22,4	$1,46 \times 10^{-3}$	1220
,, (,,)	25,06	38,4	$2,53 \times 10^{-8}$	2110
Rabka (Polen)	24,92	38,6	$2,77 \times 10^{-8}$	2310
Zablacz (Polen)	42,43	127,69	$4,96 \times 10^{-3}$	4130
Niederösterreich: Ölgebiet NdMaustrenk.	30,22	45	$2,44 \times 10^{-3}$	2030
NdHohenrup-				
persdorf	25,15	36	$2,42 \times 10^{-3}$	2020
Hauskirchen	25,94	63	$4,08 \times 10^{-8}$	3400
Kalifornien (Midway)	29,2	keine Angaben		
(,,)	44,73	25 29		
Java	i. M. 33,76	140	$6,87 \times 10^{-3}$	5730

2. Gemischte organogen-minerogen

				8
			a) Natrium	chlorid
Beispiele:				
Wiessee König-Ludwigsqu.	13,49	34,64	$ 5,94\times10^{-3} $	4950
Wilhelminaqu	13,46	34,78	$5,93 \times 10^{-3}$	4950
Heilbrunn Adelheidqu Bocksleiten-	6,59	23,21	$7,88 \times 10^{-8}$	6570
bohrg,	13,89	40,0	6,00×10 ⁻³	5000
Niederösterreich:				
Ölgebiet Gösting 43	17,24	33	$3,49 \times 10^{-8}$	2890
,, 35	20,33	25	$2,47 \times 10^{-8}$	2060
Rag 24	17,98	20	2.22×10^{-3}	1850
Geiselberg 19 .	14,34	11	$1,79 \times 10^{-8}$	1500
,, 5	19,73	15	$1,79 \times 10^{-8}$	1500
Iwonicz (Polen)	13,52	19,19	$3,57 \times 10^{-3}$	2980

dsolequellen und Ölsalzwässern

Br mg/l	Br/Cl- Verhältnis	Br-Anrei- cherung gegenüber Meerwasser	Erdalkali-Alkali- Verhältnis (Ca+Mg): (Na+K) Ver- hältnis- wert zu Meer- wasser			nis
i. M. 65,1	i. M. 3×10 ⁻³		158×10 ⁻³		3,75×10 ⁻³	

dsolewässer

	112	8,9	$\times 10^{-3}$	3,	0	52,	3×10^{-3}	0,33	26,	2×10^{-3}	7,0	
	118	10,0	$\times 10^{-3}$	3,	3	51,	7×10^{-3}	0,33	18,	4×10^{-3}	4,9	
	151	11,0	$\times 10^{-8}$	3,	7	70,5	2×10^{-3}	0,44	15,	9×10 ⁻³	4,2	
:	114	9,6	$\times 10^{-8}$	3,	2	55,0	0×10^{-3}	0,35	23,	3×10 ⁻³	6,2	
	117	9,7	$\times 10^{-8}$	3,	2	47,4	4×10^{-8}	0,30	20,	7×10^{-3}	5,5	
:	109,7	7,2	$\times 10^{-3}$	2,	4	109	×10 ⁻³	0,69	21,	3×10^{-3}	5,6	
	102,7		×10 ⁻³	2,	3	110	×10 ⁻⁸	0,70	7,	0×10^{-4}	0,19	
	57,3	4,1	$\times 10^{-3}$	1,	4	21	×10 ⁻⁸	0,13	24,	2×10^{-3}	6,5	
	142,1		×10 ⁻⁸	1,	8	136	×10 ⁻⁸	0,86	6,	5×10^{-3}	1,7	
	,	ĺ										
ein	Angabe	keine	Angabe	keine A	Ingabe	99,	6×10^{-8}	0,63	6,	2×10^{-3}	1,7	
			0									
	,,	,,	,,	,,	7,2	16,	7×10^{-8}	0,11	20,	2×10^{-3}	5,4	
27		,,	12	,,	77		6×10^{-8}	0,31	10,	4×10^{-3}	2,8	
22	"	,,	**	,,	,,	57,	2×10^{-8}	0,36	14,	9×10^{-3}	4,0	
"		,,	,,	,,	22		3×10^{-3}	0,94	9,	9×10^{-3}	2,6	
27	"	,,	77	,,	22	96,	8×10^{-3}	0,61	2,	5×10^{-3}	0,66	
22	22	,,,	,,	- "								

dsolewässer

ydrogenkarbonatwässer

57,6 54,2 36,8 90,1	$\begin{array}{c c} 9,8 \times 10^{-8} \\ 9,2 \times 10^{-8} \\ 12,4 \times 10^{-8} \end{array}$ $13,5 \times 10^{-8}$	3,3 3,0 4,1 4,5	$ \begin{array}{c} 2,0 \times 10^{-3} \\ 2,3 \times 10^{-3} \\ 17,9 \times 10^{-3} \end{array} $ $ 27,9 \times 10^{-3} $	0,013 0,015 0,113	403 403 399 308		107 107 106 82
ine Angabe ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, 29,4	keine Angabe ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,,	keine Angabe """ """ "1,8	$24,8 \times 10^{-8}$ $15,2 \times 10^{-8}$ $17,3 \times 10^{-8}$ $21,6 \times 10^{-8}$ $7,0 \times 10^{-8}$ $23,0 \times 10^{-8}$	0,16 0,10 0,11 0,14 0,044 0,15	83 203 194 382 340 504	$ \begin{array}{r} \times 10^{-8} \\ \times 10^{-8} \\ \times 10^{-3} \\ \times 10^{-3} \\ \times 10^{-3} \\ \times 10^{-3} \end{array} $	23 54 52 102 91 134

Vorkommen	Gesamt- Feststoff- Gehalt g/I	J mg/l	J/Cl- Verhältnis	Jod- anreicherun gegenüber Meerwasser
Beispiele:		1	o) Hochkon	zentriert
Salsomaggiore	179,66	57,4	6,14×10 ⁻⁴	510
Campina	149,18	12,7	1,39×10 ⁻⁴	116
Chiciura	196,39	9,6	$7,8 \times 10^{-5}$	65
Solontu	120,66	8.6	$8,3 \times 10^{-5}$	92
Grosny	56,09	keine Angabe	keine Angabe	
	74,88—109,46	9.9 2.9		keine Angab
Ohio (Monray)	141,13	,, ,,		27 27
		c) Dur	ch süße Gr	undwässe
Beispiele				
Tölz Sauersberg	0,54	0,054	0.80×10^{-3}	670
Seeg Marienqu	3,02	14,84	$10,19 \times 10^{-3}$	8500
Sulzbrunn Römerqu	2,93	13,12	$10,18 \times 10^{-8}$	8500
Bad Hall Tassilo	13,63	26,3	3.32×10^{-8}	9770
Valerie	13,36	27,9	3.58×10^{-3}	2770 2980
Zehrmühle	15,35	34,0	3.65×10^{-3}	3040
Holzner	16,13	33,4	$3,49 \times 10^{-3}$	2920
Sulzbach II	14,84	31,5	3.60×10^{-8}	3000
		,	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	0003
Wels Gindlhumerqu	14,12	28,2	$3,57 \times 10^{-3}$	2970
Wolfseggerquelle .	16,30	34,8	$3,72 \times 10^{-3}$	3100

4. Anionenverhältnis Cl: HCO3: SO4.

Ein Charakteristikum der Jodsolewässer und ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem Meerwasser bildet die fast völlige Abwesenheit von Sulfaten in den ersteren. Die Beobachtung, daß Ölwässer keine Sulfate enthalten, ist nicht neu. Schon 1874 hat Eichler darauf hingewiesen, daß die mit Erdöl vergesellschafteten Wässer des kaukasischen Ölfeldes frei von Sulfaten sind. Durch spätere Bearbeiter dieses Feldes und Untersuchungen anderer Erdölvorkommen wurden diese Beobachtungen bestätigt. In Übereinstimmung mit Höfer (1912) wird heute die Abwesenheit von Sulfaten auf Reduktionsvorgänge unter Beteiligung von Kohlenwasserstoffen zurückgeführt. Grob schematisiert kann die Reaktionsweise durch folgende Formel ausgedrückt werden:

 $2 R' + SO_4'' + CH_4 = 2 R' + HCO_3' + HS' + H_2O$, wobei vom Partialdruck des H_2S und CO_2 und der Temperatur abhängige Gleichgewichte wie folgt bestehen:

rtsetzung)

Br mg/l Br/Cl- Verhältnis Br-Anrei- cherung gegenüber Meerwasser	Erdalkali-Alkali-Verhältnis (Ca+Mg): (Na+K) Verhältniswert zu Meer- wasser	Ver- hältnis-
--	--	------------------

lewässer

182		$1,6 \times 10^{-3}$		0,5		$67,7 \times 10^{-3}$	043.	1.97×10 ⁻⁸	0.49
in	e Angabe	keine .	Angabe	keine	Angabe	$76,4 \times 10^{-3}$	0,48	0.55×10^{-3}	0,15
,	22	22	22	,,	22	$62,2 \times 10^{-3}$	0,39	0.6×10^{-3}	0,16
2	22	22	77	22	,,	$85,2 \times 10^{-8}$	0,54	$4,7 \times 10^{-8}$	1,3
9.	. 99	,,	23	,,	,,	$55,2 \times 10^{-3}$	0,35	$3,4 \times 10^{-8}$	0,9
9	"	,,	,,	,,,	"	$21,3 \times 10^{-3}$	0,13	$3,4 \times 10^{-3}$	0,9
3	22	,,	22	,,	,,	$ 359 \times 10^{-3} $	2,27	$0,48 \times 10^{-3}$	0,13

rdünnte Quellen

11,84	8,1×10 ⁻³	2,7	$\begin{vmatrix} 463 & \times 10^{-3} \\ 167 & \times 10^{-3} \\ 253 & \times 10^{-3} \end{vmatrix}$	2,93 1,06 1,60	300 ×10 ⁻³	80
71	$8,9 \times 10^{-3}$	3	$43,2 \times 10^{-3}$	0,27	$35,7 \times 10^{-3}$	9,4
89	9.8×10^{-3}	2,8 3,3	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0,35 $0,25$	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	12,0
84 71	$8,8 \times 10^{-3}$ $8,1 \times 10^{-3}$	2,9 2,7	$\begin{array}{ c c c c c c }\hline & 43,4 \times 10^{-3} \\ & 40,0 \times 10^{-3} \\ \hline \end{array}$	0,28 0,25	$26,7 \times 10^{-3}$ $31,3 \times 10^{-3}$	7,1
68,8	8,5×10 ⁻³	2,8	69,6×10 ⁻⁸	0,44	67,9 ×10 ⁻⁸	18,1 16,7
	71 65 89 84 71	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$

$$\begin{split} &RHCO_3+H_2S \gtrapprox RHS+CO_2+H_2O \ und \\ &2 \ RHCO_3 \gtrapprox R_2CO_3+CO_2+H_2O \\ &2 \ RHS \gtrapprox R_2S+H_2S \end{split}$$

In diese Formel wurde das Methan nur zur Vereinfachung des Schemas eingesetzt. Als stabilste Verbindung unter allen Gliedern der sehr reaktionsträgen Paraffinreihe kann es im Laboratoriumsversuch nur bei sehr hohen Temperaturen und gleichzeitigem hohem Druck als Reduktionsmittel im Sinne obiger Formel wirken. Wahrscheinlicher als ein rein chemischer Vorgang im obigen Sinne sind biologische Abbauvorgänge unter Mitwirkung anaerober Organismen, wie dies schon Meyer (1864) und noch genauer Plauchud (1877) sowie Etard und Olivier (1882) erwähnt haben. Seither haben zahlreiche Beobachter den geologisch bedeutsamen Abbau von Sulfaten durch Mikroorganismen näher untersucht. So fand Zelinsky (1894) im Schlamm des Schwarzen Meeres einige Spezies von an-

aeroben Bakterien mit einem bedeutsamen Sulfat-Sulfid-Stoffwechsel. F. L. Ginsburg-Karagitschewa wies 1924 in den Lagerstättenwässern der Ölsonden auf Apscheron eine überlebende Bakterienflora nach, bestehend aus desulfurierenden, denitrifizierenden und auch eiweißzersetzenden Formen. E. S. Bastian machte gleichzeitig in den Ölfeldern von Illinois und Cansas die gleiche Beobachtung. Mit dem. Abbau von Sulfaten geht die Neubildung äquivalenter Mengen von Hydrokarbonaten Hand in Hand. Der hohe Bikarbonatgehalt vieler Jodwässer findet durch diese Reaktion ebenso seine zwanglose Deutung wie der Hydrosulfidgehalt von Erdölwässern und die Vergesellschaftung von Erdöl mit Schwefellagerstätten.

Für die genetische Deutung der jodhaltigen Wässer ist das Vorhandensein von hydrogenkarbonatreichen und hydrogenkarbonatarmen Typen von Jodsolewässern bedeutsam. Für den sehr geringen Hydrogenkarbonatgehalt einzelner, stets auch gleichzeitig hydrosulfidfreier Wässer kann wohl überwiegend eine Abkunft von primär sulfatarmen Wässern, also von Körperflüssigkeiten von Lebewesen angenommen werden. Nach Blinks (1928) war im Zellsaft einer untersuchten Valonia macrophysa keine bzw. nur eine gegenüber dem umgebenden Meerwasser auf ½666 verminderte Sulfatkonzentration nachzuweisen.

5. Kationenverhältnis K: Ca: Mg bzw. (Na + K): Ca: Mg.

Nach Tab. 2 zeigen die Jodsolewässer im Vergleich zum Meerwasser eine gesetzmäßige Verschiebung im Kationenverhältnis. Das Erdalkali-Alkali-Verhältnis liegt im Meerwasser bei 158×10^{-3} . Die hydrogenkarbonatarmen Jodsolewässer mit einer Gesamtkonzentration, analog der von brakischen Wässern und Hochseewässern, besitzen einen der Meerwasserkonzentration vergleichbaren Kalziumgehalt, sind dagegen an Magnesium und Kalium stark verarmt. Das Magnesiumdefizit dieser Quellwässer stützt auf Grund der bekannten, geringen Magnesiumdurchlässigkeit der Zellwandungen die Annahme einer überwiegend biogenen Natur dieser Wässer. Das Kaliumdefizit dagegen steht zur Kaliumspeicherung der lebendigen Substanz im Gegensatz. Kaliumadsorption an Tonen im Laufe der Migration des Wassers mag für dieses Defizit maßgebend sein.

Ein noch wesentlich stärkeres Defizit an Erdalkalien — verglichen mit dem Meerwasser — zeigen die Natriumchlorid-Hydrogenkarbonatwässer. Wie weit als Ursache hierfür Fällungsvorgänge oder minerogene Zufuhr von Alkali-Hydrogenkarbonaten angenommen werden dürfen, müßte in jedem Einzelfall entschieden werden.

Auch die hydrogenkarbonatarmen Jodsolewässer mit Gesamtkonzentrationen, die weit über Meerwasserkonzentration liegen, zeigen eine starke relative Verarmung an Erdalkalien. Auslaugung von Salzstöcken oder Fällungsvorgänge mögen hier die Ursache sein. 6. Gehalt an NH₄, B₂O₃, P₂O₅.

Die Ammoniakgehalte der Jod-Sole-Quellen sind gegenüber dem Meerwasser durchwegs erhöht. So ist der $\mathrm{NH_4}$ -Gehalt in den Quellwässern Bad Halls im Vergleich zum Meerwasser — Chlor als Basis gerechnet — auf das 60- bis 700 fache gesteigert. Unter zusätzlicher Berücksichtigung der bevorzugten Adsorption des Ammonium-Ions an Tonen kann dieser erhöhte Gehalt als weitere Unterstützung der Annahme einer mehr oder weniger rein organogenen Abkunft der Wässer gelten¹). Auch der erhöhte Gehalt an $\mathrm{B_2O_3}$ und $\mathrm{P_2O_5}$ fügt sich zumindest teilweise in das Bild der biogenen Herkunft der Wässer ein, soweit nicht der Gehalt an sonstigen — einer pneumatolytisch-hydrothermalen Paragenese — zugehörenden Ionen (z. B. Fluor) auf juvenile Komponenten deutet (Wiessee).

Aus all dem scheint hervorzugehen, daß den hier betrachteten Typen von Mineralwässern keine einheitliche Bildung zukommt. Wir werden ihrer Genese am besten gerecht, wenn wir ihnen einen quantitativ wechselnden Aufbau aus vier Komponenten zugrunde legen:

a) Die biogene Komponente der Abbauprodukte von Planktonorganismen.

b) Die marine Komponente des connate water.

c) Die minerogene Komponente der am Kontakt mit organischen Substanzen veränderten Tiefenstandwässer, z. T. in Form von Auslaugungswasser von Sulfatgesteinen und Salzstöcken.

d) Infiltriertes Süßwasser oder Mineralwasser (vadose, in seltenen Fällen auch juvenile Wässer) mit oder ohne stoffliche Veränderung am Bitumenkontakt.

Darauf aufbauend läßt sich folgende Gruppierung von jodführenden

Mineralwässern durchführen:

1. Wässer überwiegend biogener Natur, gekennzeichnet durch eine in der Größenordnung des Meerwassers liegende Gesamtkonzentration, hohes Jod-Chlor-Verhältnis und geringen Hydrogenkarbonatoder Karbonatgehalt, gekoppelt mit dem Fehlen von Sulfaten. Es sind echte Lagerstättenwässer, in deren Begleitung fast stets Methangas angetroffen wird, durch deren Expansivkraft die Wässer in ähnlicher Weise wie durch Kohlensäure hochgehoben werden. Typische Vertreter dieser Gruppe sind die Jodwässer von Bad Hall und Wels in Oberösterreich. Ihr Muttergestein ist der Oligozänschlier, wobei schon das Kaliumdefizit auf eine Migration aus dem ursprünglichen Bildungsraum in sandig-schotterige Auffang- und Speichergesteine hinweist. Große Sedimentmengen in diesen küstennahen Gebieten mit demgemäß rascher Setzung und Auspressung des mitsedimentierten Wassers mögen das mengenmäßig starke Zurücktreten des connate water cr-

¹⁾ Getrocknete organische Planktonsubstanz hat 7—11% N, Erdöl dagegen nur wenige Zehntel bis 2% N (nach Krejci-Graf).

klären. Durch ungleiche Mischung mit süßen Grundwässern an der Lagerstätte oder in der Fassungsanlage ergeben sich zusätzliche Konzentrationsunterschiede.

2. Gemischt organogen-minerogene Jodsolequellen; hierzu gehören:

a) Die alkali-bikarbonatreichen Wässer. Sie besitzen Verhältniswerte für Jod/Chlor und Brom/Chlor in der Größenordnung der Zellwässer; der hohe Bikarbonatgehalt steht jedoch einer Auffassung als rein organogene Wässer entgegen

Es muß infolgedessen eine zusätzliche Mineralisation, etwa durch Auslaugung von Sulfatgesteinen, angenommen werden, wobei der Sulfatgehalt durch mikrobiologische Vorgänge gegen Bikarbonat- bzw. Karbonation ausgetauscht wurde. Für die Wässer Wiessees steht die auf Grund ihres hohen Fluorgehaltes naheliegende Frage einer Beimischung

juveniler Wässer offen.

b) Die hochkonzentrierten Solewässer Typus Salsomaggiore. Sie sind charakterisiert durch eine, die Meerwasserkonzentration wesentlich übersteigende Gesamtmineralisation und ein Jod-Chlor-Verhältnis, das beträchtlich unter dem für die ersten beiden Gruppen ermittelten Verhältniswerten liegt. Darüber hinaus zeigen die Kationenverhältnisse Verschiebungen in ähnlicher Weise wie Auslaugungswässer von Salzstöcken. Für eine Reihe dieser Wässer, z. B. die rumänischen Ölsalzwässer, ist eine Auslaugung benachbarter Salzstöcke nachgewiesen. Wo eine solche nicht stattfand, müßte ein wesentlicher Anteil von unter ariden Klimaten ankonzentriertem connate water angenommen werden.

c) Durch süße Grundwässer stark verdünnte Quellen. Die reichliche Zumischung von Grundwasser an der Lagerstätte oder in der Fassungsanlage erschwert fürs erste die Deutung der genetischen Natur dieser Quellen, doch gestattet zumeist die Größe des Jod-Chlor-Verhältnisses und eine Gegenüberstellung des Erdalkali-Alkaliverhältnisses zum Karbonat-Chlorverhältnis eine Zuordnung zu einer der genannten

Typen (z. B. Tölz).

Von ihnen führen alle Übergangstypen zu den bei Tiefbohrungen im Alpenvorland und im Alpenraum nicht selten anzutreffenden schwach jodhaltigen sowie zuweilen auch schwefelführenden Natrium-Hydrogenkarbonatquellen. Sie können als Infiltrationswässer gedeutet werden, die am Kontakt mit organischen Substanzen eine zusätzliche Mineralisation und eine als Ergebnis mikrobiologischer Vorgänge deutbare Veränderung ihrer ursprünglichen Mineralisation erfuhren.

Schrifttum

- Bentz, A., Bau und Erdölhöffigkeit des Molassetroges von Oberbayern und Oberschwaben. Erdöl u. Kohle **2,** 41 (1949).
- Blinks, A., J. gen. Physiol. 12, 207 (1928); Rona 49, 316, zit. nach Eichler. Braumüller, E., Über die subalpine Molasse und ihre Beziehung zum Außenrand der Flyschzone zwischen Bad Hall-Scheibbs. Vortrag vor der Geol. Gesellsch. Wien am 28. III. 1947.
- Bürgl, H., Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. Verh. d. Geol. B.A. 1946, S. 123—151.
- -, Die Struktur des Welser Gasfeldes. Erdöl 66, 33 (1950).
- —, Die Erdölaussichten des oberösterreichischen Schlierbeckens. BBZ 66, 24 (1950).
- Cameron, A.T., Contribution to the biochemistry of iodine. 2. The distribution of iodine in plant and animal tissue. J. Biol. Chem. 23, 1 (1915).
- Chilean Iodine Educational Bureau: Iodine and plant life. London 1950. Clarke, F. W., The data of geochemistry. 4. Aufl. Washington 1920.
- Eichler, Handbuch der experimentellen Pharmakologie, Ergänzungswerk.

 10. Bd.: Pharmakologie der anorganischen Anionen, S. 303 ff.
- -, W., Einige vorläufige Mitteilungen über das Erdöl von Baku. Soc. imp.
- nat. Moscou Bull. 48, Nr. 4 (1874), zit. nach G. Sherburne Rogers. Etard, A., et Olivier, L., Dela reduction des sulfates par les êtres vivants. Compt. Rend. 95, 864 (1882), zit. nach G. Sherburne Rogers.
- Fellenberg, Th. v., Joduntersuchungen in Bad Hall, Oberösterreich. Festschrift Bad Hall, 1935.
- Ginsburg-Karagitschewa, T.L., Die Probleme der Petroleum-Mikrobiologie. Bull. soc. Natural de Moscou, Sect. geol., N. s., T. 41. Moskau 1933.
- Götzinger, G., Neueste Erfahrungen über den oberösterreichischen Schlier unter besonderer Berücksichtigung der beiden 1200 m tiefen Bohrungen bei Braunau a. Inn. Petroleum 22, 1 (1926).
- Grill, R., Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. Jahrb. d. Geol. B.A. Wien 94, 1. Teil (1950).
- Neue Jodwasserbohrungen in Bad Hall. Verh. d. Geol. B.A. Wien, Heft 2 (1952).
- —, und Waldmann, L., Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. Jahrb. d. Geol. B.A. Wien, Nr. 1—3 (1945).
- Höfer, H.v., Das Erdöl und seine Verwandten. Braunschweig 1912.
- -, Das Wasser in den Erdölfeldern. Petroleum 18, Nr. 6 (1922).
- Jaques und Osterhout, J. gen. Physiol. 21, 687 (1938); Rona 109, 214, zit. nach Eichler.
- Krejci-Graf, K., Geochemie der Erdöllagerstätten. Abh. z. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre, Halle/S., Bd. 20 (1936).
- -. Grundfragen der Erdölgeologie. Stuttgart 1930.
- —, Zur Bildung bituminöser Sedimente, in: Sammelwerk Erdölmuttersubstanz, Stuttgart 1951, S. 71.
- Meyer, L., Chemische Untersuchungen der Thermen zu Landeck in der Grafschaft Glatz. J. prakt. Chemie 91, 5 (1864).
- Michals, Geologische Voraussetzungen für die Bildung von Mineralquellen. Heilbad u. Kurort, H. 7 (1951).
- Mrazek, Vorlesungen über die Lagerstätten des Erdöls. Petroleum 22, Nr. 24 (1926).
- Müller, W., Der Chemismus der Quellen in Beziehung zum Untergrund. Vorträge Bäderwirtschaft u. Bädertechnik am 5. Deutschen Bädertag in Baden-Baden, 1951.

Nathan, H., Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im bayr. Innviertel, 1949.

Palmer, Ch., The geochemical interpretation of water analysis, Bull. 479,

U. S. Geol. Survay 1911.

-, California oil field waters. Econ. Geol. 19, Nr. 7, 623 (1924).

Petters, V., Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. Petroleum 32, H. 5 (1936).

Plauchud, Recherches sur la formation des eaux sulfureuses naturelles. Compt. Rend. 84, 235 (1877).

-, Sur la reduction des sulfates par les sulfonaires et sur la formation des sulfures metalliques naturel. Compt. Rend. 95, 1363 (1882), zit. nach G. Sherburne Rogers.

Reith, I. F., Rec. Trav. chim. 49, 149 (1930), zit. nach Gmelins Handbuch,

Jod, S. 9.

Richter, M., Das Erdöl in Südbayern, geolog. Stellung und Aussichten. Geol. Rundschr. 27, 91 (1936).

-, Bemerkungen zu den Ergebnissen der Tiefbohrung am Tegernsee in Ober-

bayern. Öl u. Kohle **36**, 207 (1940).

Rogers, Sherburne G., The Sunset Midway oil field, California. II. Geochemical relation of the oil, gas and waters. Washington 1919, Geol. Survay, Prof. Papers, 117.

-, Some oil field waters of the Golf Cost. Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. 3

(1919).

Roman, W., Jod, in: Gmelins Handb. d. anorg. Chemie. Berlin 1933.

Rothpletz, A., Über die Jodquellen bei Tölz. Sitzgber. kgl.-bayr. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. 31 (1901).

-, Festschrift Die Krankenheiler Jodquelle 1860-1910. Bad Tölz 1910.

Sachanow, W., und Lutschinsky, J., Über die Salzwässer, welche das Öl in den Ölfeldern von Grosny begleiten. Petroleum 20, 1321 (1924).

Washburne, California Oil Field waters. Econ. Geol. 20, Nr. 6, S. 395 (1925).

Weithofer, K. A., Das Vorkommen von Erdöl und Erdgas, von Jod und Schwefelwasser im südl. Bayern. Z. dtsch. geol. Gesellsch. 87, 166 (1935). Wieseneder, H., Zur Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken.

Tschermaks min. u. petr. Mittlg. 3, 142 (1953).

Zelinsky, Sulfhydric fermentation in the Black sea. Russ. Chem. Soc. J. 25, 298 (1894), zit. nach G. Sherburne Rogers.

Über bemerkenswerte Borazitvorkommen in den Kalilagern des Südharzbezirkes

Von F. Heide, Jena

Mit Tafel XVIII und XIX

Vor einiger Zeit machte mich Herr Dr. Gaar vom VEB Schott & Gen. auf das Vorkommen von kleinen schwarzen Würfelchen von Borazit im Grubenfeld des Kaliwerkes Thomas Münzer (früher Bismarckshall) bei Bischofferode aufmerksam, die er gerade analysieren ließ. Eine gemeinsame Befahrung brachte neues Material, sehr reiches weitere Befahrungen durch mich und Aufsammlungen von Praktikanten und Diplomanden in verschiedenen Gruben. Es konnte so die Zahl der Vorkommen des pseudokubischen (weiterhin Borazit genannt) und des feinkörnigen Borazits (weiterhin kurz Staßfurtit genannt) erheblich vermehrt werden und außerdem zeigte sich, daß der hier aufgefundene Borazit in chemischer wie physikalischer Hinsicht z. T. sehr wesentlich von den Boraziten der bisher bekannten Fundorte abweicht. Mit einigen dieser Eigenschaften soll diese vorläufige Mitteilung bekanntmachen. Weitere Untersuchungen sind im Gange.

- I. Vorkommen. Borazit und Staßfurtit wurden bis jetzt in folgenden Grubenfeldern gefunden:
 - 1. Kaliwerk Thomas Münzer, Bischofferode. Schwarzer und roter Borazit. Staßfurtit.
 - 2. Kaliwerk Karl Marx, Sollstedt und Kraja. Borazit rot, schwarz und lichtgrün.
 - 3. Kaliwerk Karl Liebknecht, Bleicherode. Borazit lichtgrau und violett. Staßfurtit.
 - 4. Kaliwerke Volkenroda und Pöthen. Borazit schwarz und lichtgrün.

Da auch vom Kaliwerk "Glückauf", Sondershausen, das Vorkommen von Borazit angegeben wird, ist das Mineral praktisch in dem

ganzen Südharzbezirk nachgewiesen.

Im Grubenfeld des Kaliwerkes Thomas Münzer, Bischofferode, kommt der Borazit in verschiedener Form, als himbeerrote und schwarze Kristalle bis zu 4 mm Kantenlänge vor. Sie sitzen im Hartsalzlager in stark beanspruchtem, rotem Steinsalz-Anhydrit-Kieserit-Gestein. Die meist sehr kleinen schwarzen Kristalle kommen im allgemeinen ge-

trennt von den größeren und häufigeren himbeerroten vor. Nur auf einer Stufe wurde ein schwarzer Kristall neben einem roten beobachtet. Etwas größere schwarze Kristalle kommen zusammen mit Pyrit in einem grobkörnigen, fast farblosen Steinsalz im Nordfeld vor. Im Ostfeld tritt Staßfurtit gemengt mit rotem Carnallit und farblosem Steinsalz in etwa hühnereigroßen Knollen auf. Der Staßfurtit bildet bis erbsengroße schneeweiße Kügelchen, die einzeln oder aneinandergereiht in den eben genannten Salzen liegen (s. Tafel XIX, Abb. 1 u. 3).

In den Grubenfeldern des Kaliwerkes Karl Marx in Sollstedt und Kraja treten die Borazite als rote und schwarze Kristalle auf, im anhydritisch-kieseritischen Hartsalz von roter, dunkelgraustreifiger Farbe. Außerdem kommt hier noch ein lichtgrünlicher Borazit vor zusammen mit winzigen Pyritkristallen, ebenfalls im Hartsalz. Die Kriställchen sind in der Grube nur schwer aufzufinden.

Im Grubenfeld des Kaliwerkes Karl Liebknecht in Bleicherode kommen Borazitkristalle von grünlichgrauer bis rötlichgrauer Farbe auf der 1. und 3. Sohle vor, auf der dritten Sohle außerdem Staßfurtit in großen Knollen bis zu 30 cm Durchmesser. Die Knollen liegen im Trümmercarnallit. Sie haben eine etwa 1—3 cm feinstkörnige biş dichte Rinde von schneeweißem bis lichtgrünlichem Staßfurtit, in der nur an einigen Stellen punktförmige Carnallite liegen. Nach innen zu nimmt dann der Carnallit ziemlich plötzlich zu und im inneren Teil überwiegt er. Der Staßfurtit ist hier in Form etwa stecknadelkopfgroßer Kügelchen im Carnallit eingebettet (s. Tafel XVIII). Die durchgeschlagenen Knollen ergeben mit ihrem Farbwechsel tiefrot und schneeweiß ein ähnlich schönes Bild, wie die bekannten Knollen von Staßfurt, nur daß der Staßfurtit von Bleicherode nicht in Form paralleler Lamellen angeordnet ist (vgl. M. Naumann, 1913, Fig. 162).

Im Grubenfeld der Kaliwerke Pöthen und Volkenroda findet sich Borazit in zweierlei Form, einmal als tiefschwarze Würfel bis zu 5 mm Kantenlänge in grauweißem, ziemlich grobkörnigem Anhydrit (Volkenroda) (s. Tafel XIX, Abb. 2) oder als kleine Würfelchen von roter bis schwarzer Farbe im stark beanspruchten Hartsalzlager (Pöthen). Das letztgenannte Vorkommen ähnelt sehr dem von Bischofferode.

II. Kristallographisches. Die ganz vorwiegende Kristallform der pseudokubischen Borazite ist (100). Die Kantenlänge beträgt ½ 10 bis 5 mm. Die größten sind die Würfel von Volkenroda. Die Flächen sind bei den kleinen Würfeln glatt und hochglänzend, bei den größeren jedoch mit Vertiefungen versehen oder uneben, obwohl meist auch stark glänzend. Die zweithäufigste Kristallform ist das Tetraeder (111). Nach dem bisher vorliegenden Material ist es nur wenig häufig und recht klein ausgebildet, so daß es ohne Einfluß auf den Habitus ist. Nur an den Boraziten von Bleicherode tritt es stärker habitusbestimmend auf. Die Flächen sind oft uneben und nicht

sehr glänzend. Es ist immer nur ein Tetraeder vorhanden. Das Rhombendodekaeder wurde nur selten als sehr sehmale Abstumpfung der Würfelkante an Kristallen von Bleicherode gefunden. Andere Formen wurden bisher niemals beobachtet.

Die Kriställehen liegen meist isoliert im Salz, nur selten haben sich zwei oder drei oder wenig mehr zu Graupen aggregiert. Unter diesen konnten einige gefunden werden, die anscheinend Zwillingsverwachsungen nach $\zeta=[111]$ darstellen. Die Flächenbeschaffenheit ließ eine Messung nicht zu.

III. Mikroskopischer Befund. Die kleinen roten oder schwarzen Kriställehen oder Dünnschliffe von größeren Kristallen sind u. d. M. rosafarben oder lichtgrau durchsichtig und zeigen Doppelbrechung und Felderteilung wie die Borazite anderer Vorkommen. Auch an den kleinsten Kriställehen ist ein deutlicher Zonarbau festzustellen. Winzige Einschlüsse (? Anhydrit) sind nur in den größeren festzustellen. Die grünlich gefärbten Kriställehen von Sollstedt und Bleicherode sind u. d. M. farblos durchsichtig.

IV. Farbe. Das zunächst auffälligste an den Boraziten der genannten Fundorte ist ihre von den sonstigen Borazitvorkommen ganz abweichende Farbe. Die meisten Kristalle sind entweder lichthimbeerrot oder tief schwarz gefärbt, Farben, die zwar schon vereinzelt für Borazite angegeben wurden, aber immer nur als Seltenheiten, in den Hand- und Lehrbüchern (Hintze, Klockmann-Ramdohr, Dana II) werden sie nicht erwähnt. Zwischen den himbeerroten und schwarzen bestehen Übergänge, die makroskopisch rotstichig grau gefärbt sind. Die viel selteneren grünen Borazite sind entweder lichtgrünlichgrau oder undurchsichtig bläulichgrün gefärbt. Weiter kommen solche vor, die um einen lichtrotvioletten Kern eine durchsichtige lichtgrünliche Hüllzone zeigen. Der Staßfurtit ist schneeweiß in Bischofferode und weiß und lichtbläulichgrün in Bleicherode.

V. Chemischer Befun'd. Diese auffälligen Farben ließen eine abweichende chemische Zusammensetzung vermuten. Eine Teilbestimmung bestätigte dies. Himbeerroter Borazit von Bischofferode (Thomas Münzer) enthielt, auf reinen Borazit umgerechnet:

 $B_2O_3 = 50,56\%$ FeO = 35,26%MnO = 1,79%.

Bestimmungen, die an Boraziten vom gleichen Fundort im Laboratorium von Schott & Gen. durchgeführt wurden, ergaben fast gleiche Werte für die angeführten Bestandteile. Ein derartig hoher Eisengehalt ist bisher in noch keinem Borazit gefunden worden. Huyssen (1865) gibt für einen grünlichgrauen Staßfurtit von Staßfurt einen Eisenoxydulgehalt von 23,9% an, im Borazit von Solvay fand M. Mehmel (1934) 6,81 und 7,01% FeO. MnO ist überhaupt noch nicht in den

veröffentlichten Analysen angegeben worden. H. Strunz (1949) führt eine Varietät Manganborazit (Ericait) ohne nähere Angaben an. Vom Kaliwerk Riedel bei Hänigsen, Hannover, wird Ericait in Anhydrit angeführt.

VI. Röntgenographischer Befund. Pulverdiagramme von Kristallen der verschiedenen Fundorte, von den weißen Staßfurtitknollen und von Staßfurtit von Staßfurt und farblosem Borazit von Segeberg ergaben gleichartige Diagramme. Bereits M. Mehmel (1934) hatte darauf hingewiesen, daß der diadoche Ersatz von Mgdurch Fezu einer Vergrößerung der Gitterkonstanten führt. Bei dem hohen FeO-Gehalt der himbeerroten Borazite von Bischofferode war deshalb ein merklicher morphotropischer Effekt zu erwarten. Die Pulverdiagramme ergaben bei kubischer Indizierung [vgl. M. Mehmel (1934) und T. Ito, N. Morimoto und R. Sandanago (1951)] folgende Gitterkonstanten:

Die Proben sind mit wachsendem Eisengehalt angeordnet. Der schwarze und der rote Borazit haben praktisch gleiche Gitterkonstante.

VII. Magnetisches Verhalten. Der hohe Eisengehalt der roten und schwarzen Borazite ließ weiter eine Änderung des magnetischen Verhaltens erwarten. Auf meine Bitte bestimmte der wissenschaftliche Mitarbeiter am Akademie-Institut für magnetische Werkstoffe in Jena, Herr Diplomphysiker R. Perthel, die Suszeptibilität einiger Borazitproben, wofür ihm auch hier bestens gedankt sei. Die Messungen ergaben eine Suszeptibilität von:

 $\varkappa = -0.3 \cdot 10^{-6}$ für weißen Staßfurtit von Staßfurt. Diamagnetisch. $\varkappa = +33,25 \cdot 10^{-6}$ für hellgrünen Borazit von Kraja. Paramagnetisch. $\varkappa = +58,5 \cdot 10^{-6}$ für himbeerroten Borazit von Sollstedt. Paramagnetisch. $\varkappa = +59,9 \cdot 10^{-6}$ für schwarzen Borazit von Sollstedt. Paramagnetisch.

Der eisenfreie Borazit ist diamagnetisch, der eisenhaltige paramagnetisch, wobei die Suszeptibilität mit zunehmendem FeO-Gehalt steigt. Schwarzer und roter Borazit verhält sich praktisch gleich.

IX. Verhalten des Borazits beim Erhitzen. Beim Trocknen des durch eine schwere Flüssigkeit von den übrigen Salzmineralien abgetrennten himbeerroten Borazits von Bischofferode ergab sich ein auffallender Befund: Die Kristalle zeigten einen Farbumschlag von himbeerrot in bläulichgrün. Beim Abkühlen kehrte die rote Farbe wieder zurück. Dies gab Veranlassung, das Verhalten des Borazits bis zum Schmelzpunkt zu untersuchen.

1. Himbeerrote Kristalle von Bischofferode und Sollstedt in Luft erhitzt:

bis 105° C unverändert himbeerrot,

110° C schmutzig graugrünliche Verfärbung,

von 1150 C deutlich bläulichgrüne Farbe. Beim Abkühlen tritt der umgekehrte Farbwechsel bei gleichen Temperaturen auf. Beim weiteren Erhitzen vertiefte sich die blaugrüne Farbe.

bis 700° C blaugrün glänzend,

bei 800° C schwärzlich glänzend,

bis 1000° C tiefschwarz glänzend,

bei 1100° C teilweise geschmolzen, mit Schmelzhof,

bei 1150° C fast vollständig geschmolzen, Schmelzhof vergrößert.

Nach dem Erkalten waren die Kerne der Kristalle zu einer tiefschwarzen, etwas porösen und teilweise matten oder glänzenden kristallinen Masse umgewandelt, die äußeren Partien lieferten das Material zu dem aus einem kräftig braunen und einem fast farblosen Glase bestehenden Schmelzhof. Kristalle, die von 1000° abgekühlt wurden, waren tiefschwarz, scharfkantig und zeigten meist noch glänzende Flächen. Ein Pulverdiagramm dieser geglühten Kristalle erwies sich als identisch mit dem der roten Ausgangskristalle. Ein vollständiges Schmelzen der roten Kristalle gelang erst im Sauerstoff-Azetylen-Gebläse. Bei dessen Temperatur entstand ein Schmelzfluß, der zu einem in dickeren Schichten tiefschwarzen, in dünneren rotbraun durchscheinenden, glänzenden Glas erstarrt. Dies erwies sich als röntgenographisch amorph.

2. Kleine Würfelchen von Bleicherode, tiefschwarz, glänzend, blieben bis 1000° an der Luft erhitzt unverändert. Nach dem Abkühlen waren sie schwarz, aber matt, jedoch noch mit scharfen Kanten. Im Sauerstoff-Azetylen-Gebläse schmolzen sie leicht zu einer nach dem Erkalten schwarzen, blasigen Masse.

- 3. Lichtgrünlicher Borazit von Sehnde, glänzend, halbdurchsichtig, zeigten beim Erhitzen an der Luft bis zu 1100° keine wesentliche Veränderung. Nach dem Abkühlen war er undurchsichtig weißlichgrün mit Stich ins Gelbe. Die Oberfläche war matt und rauh geworden, die Kanten waren noch scharf.
- 4. Staßfurtit von Staßfurt, schneeweiß, dicht, scharfkantige Bruchstücke, dekrepitierte beim Erhitzen. Die Stücke blieben bis 1150° C unverändert und waren nach dem Erkalten schneeweiß, scharfkantig. In der Sauerstoff-Azetylen-Flamme schmelzen sie heftig blasenwerfend

und die Flamme dabei intensiv grünfärbend zu einer nach dem Erkalten lichtgelblichen kristallinen Masse, die beim Aufbewahren in freier Luft zerrieselte. Im Exsikkator blieb sie unverändert. Eine Pulveraufnahme ergab ein von dem des Borazits durchaus abweichendes Diagramm.

Die geschilderten recht verschiedenen Eigenschaften der Borazite machen es notwendig, das System Mg-Borazit: Fe-Borazit: Mn-Borazit experimentell zu untersuchen. Darüber wird später berichtet werden.

Meinen Assistenten, Herrn Dr. Fischer, Dipl.-Phys. Götz, Moenke und den Diplomanden des Instituts Frl. Thiele, Frl. Löffler, Herrn Richter, Tschuck, Wolf, Mohr und Budzinski danke ich auch an dieser Stelle für ihre Hilfe bei der Aufsammlung und Untersuchung des Materials. Herrn Dr. Reh, Leiter der Außenstelle Jena der Geologischen Kommission, danke ich für die Überlassung einer Staßfurtitstufe von Bischofferode.

Literatur

- 1. Huyssen, "Berggeist" 10, 67. Ref. N. J. Min. 1865, 329.
- Ito, T., Morimoto, N., und Sandanaga, R. (1951), Acta Crist.
 4, 335.
- 3. Mehmel, M. (1934), Z. Krist. (A) 87, 239 und 88, 1.
- 4. Naumann, M. (1913), "Kali" 7, 442.
- 5. Strunz, H. (1949), Mineral. Tab. 2. Aufl., Leipzig, S. 135.

Tafelerk lärung

Tafel XVIII

Staßfurtitknolle von Bleicherode. ½ natürlicher Größe.

Tafel XIX

- Abb. 1. Roter Borazit in Hartsalz. Bischofferode. Natürliche Größe.
- Abb. 2. Schwarzer Borazit in Anhydrit. Volkenroda. Natürliche Größe. Abb. 3. Staßfurtit (weiß) mit Carnallit. Bischofferode. Natürliche Größe.

Jena, Mineralogisches Institut der Universität, März 1955.

Zur Geochemie des Bleies

Von F. Heide und H. Lerz, Jena

Mit 2 Abbildungen im Text

In dem Muschelkalk- und Rötprofil der Steinbrüche resp. Mergelgrube der Zementwerke von Steudnitz, nördlich Jena, und Göschwitz, südlich Jena, wurde der Gehalt an Blei bestimmt. Es wurde die Dithizonmethode benutzt, und zwar das Einfarbenverfahren nach H. Fischer

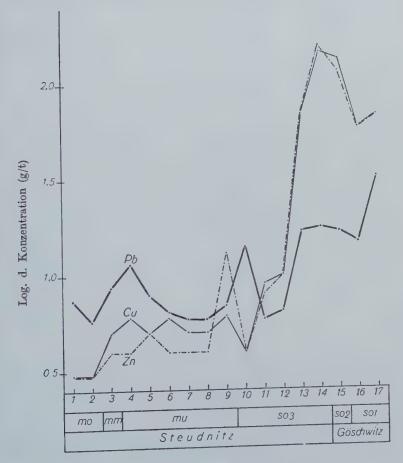


Abb. 1.

Tabelle 1

Stratigra er hel- mo mo erer hel- mel- mm (schichten (Kalk- bank) 2. Trochitenkalk.	Pb g/t 7,4 5,7 8,8	Cu g/t 3 3 5	Zn g/t 3 3	Pb: Cu: Zn Gewichts- verhältnis 1:0,405:0,405 1:0,52:0,52
er hel- mo erer hel- mm X	1. Gervillien- schichten (Kalk- bank) 2. Trochitenkalk.	7,4	3	3	1:0,405:0,405
erer hel- mm	schichten (Kalkbank) 2. Trochitenkalk. 3. Wulstkalk.	5,7	3		
hel- mm		8,8	5		
	4. Untere Schaum-	1		4	1:0,56:0,41
- 1	kalkbank δ_1 . 5. Untere Terebra-	11,5	6	4	1:0,52:0,35
er mu	_	8,0	5	5	1:0,63:0,63
nel- oo mu	lenkalk 7. Oolithbank α	6,5	6 5	4	1:0,92:0,62 1:0,85:0,67
mu	Kalkschiefer, 2 m über der gelben Grenz-	6,0	5	4	1:0,85:0,67
	bank	8,0	7	13	1:0,88:1,63
r	10. Strohgelbe Plattenkalke 11. Myophoria- Platten über den	14	4	4	1:0,29:0,29
-{	12. Desgl. unter d.		Ŭ		1:1,50:1,33
	13. Desgl. etwa 1 m				1:1,54:1,54
	14. Flaserige Mergel 4 m unter 12.	18	150	160	1:4,13:4,13 1:8,33:8,89
	15. Roter Mergelton	17	140	120	1:8,23:7,06
er	16. Graugrüner Mergelton unter der Muschelbreccie 17. Desgl. Bruchsohle über fossilfreien Gipsen	15	60	60	1:4,00:4,00 1:2,12:2,12
-	erer o ₂	Coelestinbänken 13. Desgl. etwa 1 m unter 12 14. Flaserige Mergel 4 m unter 12 . erer 15. Roter Mergel- ton 16. Graugrüner Mergelton un- ter der Muschel- breccie 17. Desgl. Bruch- sohle über fos-	12. Desgl. unter d. Coelestinbänken 13. Desgl. etwa 1 m unter 12 14. Flaserige Mergel 4 m unter 12 . 18 Perer 15. Roter Mergel- ton 17 16. Graugrüner Mergelton unter der Muschelbreccie 17. Desgl. Bruch-	12. Desgl. unter d. Coelestinbänken 6,5 10 13. Desgl. etwa 1 m unter 12 17 70 14. Flaserige Mergel 4 m unter 12 18 150 15. Roter Mergel 18 150 16. Graugrüner Mergelton unter der Muschelbreccie 17 140 16. Graugrüner Mergelton unter der Muschelbreccie 15 60 17. Desgl. Bruchsohle über fos-	12. Desgl. unter d. Coelestinbänken 13. Desgl. etwa 1 m unter 12 17 70 70 14. Flaserige Mergel 4 m unter 12 18 150 160 20

und G. Leopoldi (1940). Die Extinktion der roten Lösung in Tetrachlorkohlenstoff wurde absolutkolorimetrisch unter Verwendung des Spektralfilters S 53 im Pulfrichphotometer gemessen und die gesuchte

Konzentration einer Eichkurve entnommen. Die Fehlergrenze liegt bei $\pm 10\%$.

Die Ergebnisse der Untersuchungen sind in der Tab. 1 zusammengestellt. In der Spalte 4 und 5 sind noch zum Vergleich die Werte für Cu und Zn des gleichen Profils nach F. Heide und E. Singer (1950) wieder angeführt und in Spalte 6 das gewichtsmäßige Verhältnis von Pb: Cu: Zn mit Pb = 1.

Aus den Zahlen der Tabelle ergibt sich, daß der Gehalt an Pb in reinen oder wenig verunreinigten Kalksteinen (Nr. 1-12) im Mittel 7,9 g/t beträgt. Die einzelnen Gesteine zeigen nur geringe Abweichungen von diesem Mittelwert bis auf zwei Ausnahmen: Der Schaumkalk enthält 11,5 g/t und der strohgelbe Plattenkalk 14 g/t Pb. Die Werte erreichen fast die der tonigen Gesteine und machen das anderthalb- bis fast zweifache des Mittelwertes aus. Läßt man diese beiden Extremwerte bei der Berechnung des Mittelwertes weg - die Gesteine Nr. 4 und Nr. 10 nehmen nur ein kleines Volumen im Schichtenstoß ein -, so sinkt dieser auf 6,6 g/t. Die Zahlen der Tab. 1 und ihre graphische Wiedergabe in Abb. 1 zeigen, daß diesen Extremwerten der Pb-Konzentration keine Hochwerte von Cu und Zn entsprechen. Auch die Werte für Strontium in den Kalksteinen dieses Profils [s. F. Heide und W. Christ (1953)] zeigen keine analogen Schwankungen. Die Schaumkalkbank, der die Probe 4 entnommen ist, ist wenigstens stellenweise sehr reich an Fossilien. Da nach den Untersuchungen von J. und W. Noddak (1939) das Blei aus dem Meerwasser durch die Organismen angereichert wird, wäre eine Konzentrationserhöhung in dieser Kalksteinbank denkbar. Man müßte aber zugleich eine Erhöhung der Strontiumkonzentration erwarten, was aber nicht, wie oben erwähnt, der Fall ist. Die strohgelben Plattenkalke der Probe 10 zeigen diese reiche Fossilführung nicht. Sie sind dolomitisch ausgebildet. Irgendwelche Bleimineralien sind in beiden Gesteinen bisher noch nicht gefunden worden, obwohl das Auftreten von Mineralien des Kupfers ("Malachitbank" im Röt, Kupferkies im oberen Muschelkalk) und des Bleies ("Bleiglanzbank" im Keuper) in der Trias nicht selten ist.

In den Tongesteinen des Röt steigt der Pb-Gehalt auf das Doppelte bis Vierfache des Gehaltes in den Kalksteinen an, wenn wir von den eben erwähnten Ausnahmen absehen. Der mittlere Pb-Gehalt für die tonigen Gesteine ist 20,8 g/t.

Im Vergleich mit Kupfer und Zink ergibt sich, daß die Konzentration des Bleies in den Kalkgesteinen erheblich größer ist als die der beiden anderen Elemente. In den Tongesteinen des Röt verändern sich die Verhältnisse vollkommen. Hier machen die Werte des Cu und Zn das zwei- bis achtfache des Wertes für Pb aus. Die Adsorption an die tonigen Bestandteile ist also beim Pb verhältnismäßig nicht so

Tabelle 2

					1	Sec	diment-
Element	Eruptiv	gesteine	Tongesteine des Röt bei Jena				fer mit schlamm
	g/t	Cu = 1	g/t	Cu = 1	Cu = 1	g/t	Cu = 1
Cu	70	1	105	1	1	192	1
Zn	51	0,7	103	1	0,3	47	0,25
Pb	16	0,2	20,8	0,2	0,2	20	0,1
Pb	10	0,2	20,8	0,2	0,2	20	0,1

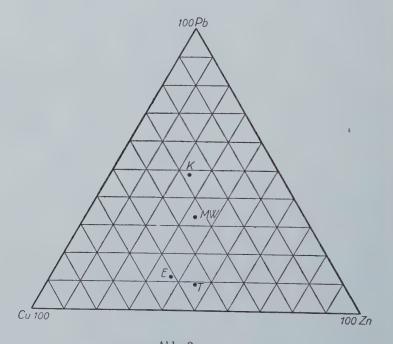


Abb. 2. Gewichtsverhältnis Cu: Zn: Pb. E= Eruptivgesteine, MW= Meerwasser, T= Tongesteine (Rot), K= Kalkgesteine (Muschelkalk).

erheblich wie beim Cu und Zn. Für die Mittelwerte ist die Anreicherung gegenüber Kalkstein für Blei wie 1:2,6, für Kupfer dagegen 1:13 und für Zink 1:16 [s. F. Heide und E. Singer (1950)]. In der Dreiecksprojektion der Abb. 2 kommt die Konzentrationsverschiebung von Cu, Zn und Pb in dem äußeren Kreislauf gut zum Ausdruck: Pb ist im Meerwasser und in den aus ihm abgesetzten Kalksteinen relativ angereichert, in den Tongesteinen relativ verarmt, bei Cu und

Tabelle 2

estei	n e							
Mississippi- schlamm		Kalksteine des Muschelkalkes bei Jena		Kalk	rsteine	Meerwasser		
g/t	Cu = 1	g/t	Cu = 1	g/t	Cu = 1	μg/l	Cu = 1	
34 10 2	1 0,3 0,06	5 4 7,9	1 0,8 1,6	20 24 5—10	1 1,2 0,25—0,5	$ \begin{array}{c} $	1 1 1	

Zn ist das Gegenteil der Fall. Die Verschiebung geht dabei in zwei Stufen vor sich: zuerst eine Anreicherung des Bleies gegenüber dem Cu: Zn: Pb-Verhältnis der Eruptivgesteine im Meerwasser infolge geringerer Adsorption des Pb an die Hydrolysate und zweitens durch einen stärkeren Einbau des Pb in das Aragonit- resp. Calzitgitter der Kalksteine. Ob das geringere Adsorptionsvermögen des Bleies allein für die Verschiebung des Cu: Zn: Pb-Verhältnisses von 1:0,7:0,2 der Eruptivgesteine auf 1:1:1 des Meerwassers ausreicht, ist fraglich. Es haben noch Zufuhren, die nicht aus dem Verwitterungskreislauf stammen, stattgefunden, wie es das Cu: Zn: Pb-Verhältnis der schwarzen Schiefer (Tab. 2) und des Kupferschiefers zeigt.

In der Tab. 2 sind zum Vergleich die Pb, Cu, Zn-Konzentrationen einiger Stoffassoziationen zusammengestellt. Die Gesteine unseres Profils fügen sich den gemittelten Konzentrationen der angeführten Assoziationen nur schlecht ein. Die Muschelkalk-Röt-Gesteine sind Ablagerungen eines flachen Schelfmeeres, die während oder nach der Bildung Veränderungen im gegenseitigen Konzentrationsverhältnis nur dadurch erlitten haben können, daß die Cu- und Zn-Ionen leichter mobilisiert werden können als das Pb-Ion. Die für diese Gesteine gefundenen Konzentrationen dürften etwa die normalen für tonige und karbonatige Ablagerungen aus einem gut durchlüfteten Flachmeer sein. Die Mittelwerte aus den gesamten tonigen und karbonatigen Sedimenten umfassen dazu noch Ablagerungen ganz anderer Art (z. T. Tiefseeschlamme, sapropelitische Tonschiefer usw.), so daß die Streuung der Konzentrationen viel größer ist und abweichende Mittel ergibt. Im Meerwasser ist das Verhältnis von Cu: Zn: Pb durch Unsicherheit in den Werten für Cu und Zn noch nicht endgültig festgelegt. Man begeht aber keinen großen Fehler, wenn man Cu: Zn: Pb ~1:1:1 setzt. Dies Verhältnis stimmt mit denen von Cu:Zn in den Karbonat- und Tongesteinen der Muschelkalk-Röt-Serie gut überein [vgl. auch F. Heide und E. Singer (1950)], während das Pb, wie schon oben gezeigt, relativ in den Karbonatgesteinen angereichert, in den Tongesteinen verarmt ist.

Literatur

- 1. Fischer, H., und Leopoldi, G. (1940), Z. analyt. Chem. 119, 161.
- 2. Green, J. (1953), Geochem. Tab. of the Elements for 1923. Bull. Geol. Soc. Amer. 64, 1001.
- 3. Heide, F., und Singer, E. (1950), Die Naturwiss. 37, 541.
- Heide, F., und Christ, W. (1953), Chemie d. Erde 16, 327.
 Noddack, J. und W. (1939), Arkiv Zool. 32, A, Nr. 1, Art. 4.
- 6. Wedepohl, K. H. (1953), Geochim. Acta 3, 93.

Jena, Mineralogisches Institut, März 1955.

Dillnit - ein spezifisches Tonmineral

Von Jiří Konta, Prag

Mit 2 Abbildungen im Text und Tafel XX/XXI

Historische Übersicht

Vor mehr als hundert Jahren veröffentlichte A. Hutzelmann (1849 a) einen Bericht über die Untersuchung dreier Arten von toniger Substanz von Banská Belá, unweit von Banská Štiavnica in der Slowakei (Tschechoslowakei), von denen er zwei als Dillnit beschrieb. Nach Hutzelmann war es W. Haidinger¹), der vorschlug, die tonige Substanz mit einem hohen Gehalt von Al₂O₃ von Banská Štiavnica mit einem neuen Namen, Dillnit, zu bezeichnen. Der Autor wählte die neue Bezeichnung, weil die durch mehrere Analysen festgestellte chemische Zusammensetzung der tonigen Substanz als ganz verschieden von der der damals bekannten wasserhaltigen Tonerdesilikate befunden wurde. Der Name Dillnit wurde von der alten ungarischen Bezeichnung des Dorfes Banská Belá (= Dilln) abgeleitet, das 4 km nordöstlich von Banská Štiavnica gelegen ist. Hutzelmann beschreibt den dritten Typ toniger Substanz, als sog. Agalmatolith. Außer den chemischen Analysen gibt Hutzelmann eine eingehende makroskopische Beschreibung und Daten über die Dichte aller drei Varietäten der tonigen Substanz. Sein Bericht wurde im gleichen Wortlaut, nur mit etwas geänderter Überschrift, noch in einer anderen Zeitschrift abgedruckt (A. Hutzelmann 1849 b).

Am Ende der beiden Berichte von Hutzelmann (1849 a, b) ist eine wichtige Bemerkung W. Haidingers beigefügt. Aus ihr geht hervor, daß Haidingerselbst bereits zu der Zeit, als Hutzelmanns Arbeit im Druck war, den Dillnit nicht als ein spezifisches Mineral betrachtete. Er führt an, daß der Dillnit nicht das Aussehen einer kristallisierten Masse habe und man bei ihm nicht eine bestimmte chemische Zusammensetzung erwarten könne. Der Überschuß von Al₂O₃, der sich in der pulverigen Masse als makroskopisch gut sichtbarer Diaspor ausschied, kristallisierte angeblich in dem festeren, brockigen "Dillnit" als Gibbsit. So erklärt Haidinger die, wenn auch kleinen, Abweichungen im Gehalt an Al₂O₃ in den vier Analysen von Dillnit, die er unter diesem Gesichtspunkt diskutiert.

¹⁾ W. Haidinger (1844) hatte sich schon früher mit der Untersuchung des Diaspors von B. Belá beschäftigt, der in eine weißliche tonige Masse eingewachsen ist, von der er sagte, daß sie eine genauere Untersuchung verdienen würde.

Diese Bemerkung W. Haidingers, des eigentlichen Urhebers der Bezeichnung Dillnit, sowie die Schwierigkeit einer verläßlichen Kontrolle der unzureichenden Daten über die Eigenschaften des sehr feinen Materials waren die Ursache, daß man schon wenige Jahre nach dem Erscheinen von Hutzelmanns Arbeit in mineralogischen Kreisen nicht mehr mit dem Mineral Dillnit rechnete. Deshalb wurde der Dillnit später selbst in den eingehendsten mineralogischen Systemen nicht als spezifisches Mineral angeführt, sondern er wurde für ein Gemenge von Kaolinit und Diaspor angesehen (z. B. E. S. Dana 1909, C. Hintze 1897 u. a.). In modernen mineralogischen Handbüchern findet sich fast nirgends eine Erwähnung des Minerals Dillnit (A. G. Betechtin 1951, P. Ramdohr-Klockmann 1942).

S. I. Tomkeieff (1934), der sich mit der Klassifikation der Tonminerale hauptsächlich auf Grund ihres Chemismus beschäftigte, gibt an, daß in seiner graphischen Darstellung "der Dillnit auf der Kaolinit und Diaspor verbindenden Linie liegt und wahrscheinlich eines der vielen möglichen Gemenge dieser beiden Minerale darstellt". R. E. Grim und R. A. Rowland (1942) studierten mit neueren Methoden die nach den alten geographischen Namen als Dillnit, Schemnitz (Kremnica), Hungary, U.S. Nat. Mus. No. R 4795 bezeichnete Sie stellten mittels Differential-Thermoanalyse und durch optisches Studium fest, daß es sich um Kaolinit handelt. Ihre Feststellung ist richtig, denn sie hatten ein ganz anderes Material zur Verfügung. Kaolinit tritt nämlich in den hydrothermalen Ausfüllungen des Erzgebietes von Kremnica-Štiavnica recht häufig auf, und zwar neben Dillnit, Diaspor und einem weiteren Tonmineral, Hydromuskovit, das bisher in allen Arbeiten als Agalmatolith bezeichnet wurde. Auch die tschechoslowakischen Autoren R. Bárta und K. Špičák (1954) gaben in letzter Zeit einen kurzen Bericht über die chemische Zusammensetzung und Differential-Thermoanalyse der Dillnit- und Agalmatolithmasse. Sie werten jedoch ihre Ergebnisse nicht aus.

Bei der monographischen Bearbeitung der Tonminerale der Tschechoslowakei untersuchte ich auch die als Dillnit (National-Museum in Prag, Inv. Nr. 21. 627) bezeichnete weiße Masse von Banská Belá. Durch optische Untersuchung, röntgenometrische Analyse, Differential-Thermoanalyse, quantitative chemische Analyse, Wärmeentwässerung, Elektronenmikroskop und Bestimmung des spezifischen Gewichts gelangte ich zu der unerwarteten Feststellung, daß die als Dillnit bezeichnete tonige Substanz von Banská Belá ein spezifisches Mineral ist, über dessen Eigenschaften bisher fast nichts bekannt war und an dessen Existenz man nicht glaubte. Seine chemische Zusammensetzung entspricht den Analysen von A. Hutzelmann und W. Haidinger. Daher behalte ich für das neu festgestellte Tonmineral die ursprüngliche Bezeichnung Dillnit bei.

Vorkommen und makroskopische Beschreibung

A. Hutzelmann (1849 a, b) gibt an, daß der Dillnit im Ferdinand-Stollen und Georgien-Stollen in Banská Belá in der Form von unregelmäßigen Massen verschiedener grünlicher oder grauer Färbung am Kontakt zwischen Diorit (es handelt sich um Andesit) und Kalk auftritt. Im Dillnit finden sich eingewachsene kleine Pyritkristalle, Diaspor und stellenweise auch Fluorit. Die am besten entwickelten Kristalle von Diaspor treten in der am meisten pulverigen und weichen Varietät auf.

Die Dillnitproben, die ich untersuchte, hatten das Aussehen einer grauweißen, undurchsichtigen Masse von muscheligem bis ebenem Bruch und erdigem Aussehen. Die Härte ist rund 2 nach der Mohssehen Skala.

Chemische Zusammensetzung und spezifisches Gewicht

Bis jetzt wurden im ganzen fünf quantitative Analysen des Dillnits von Banská Belá veröffentlicht. Sie stammen von den folgenden Autoren: W. Haidinger (Bemerkung zur Arbeit von A. Hutzelmann 1849 — zwei Analysen), A. Hutzelmann (1849 a, beine Analyse), Th. Karafiat (zit. in der Arbeit von A. Hutzelmann 1849 — eine Analyse) und R. Bärtau. K. Spičák (1954 — eine Analyse). Ferner gibt es noch die Analyse von J. L. Smith (1851 — $SiO_2 = 42,45$; $Al_2O_3 = 42,81$; $H_2O = 12,92$; Spuren von CaO und MgO), die aber nicht darauf hindeutet, daß die analysierte Substanz Dillnit war. Wahrscheinlich handelte es sich um kaolinisches Material ähnlich der Probe, die R. E. Grim und R. A. Rowland (1942) optisch und thermisch untersuchten.

	1	2	3	4	5
	Haidinger	Hutzelmann	Karafiat	Haidinger	Bárta-Špičák
		(1849 8	a, b)		(1954)
SiO,	22,33	22,40	23,53	24,97	23,12
Al_2O_2	55,92	56,40	53,00	55,56	55,22
CaO		Spuren	0,88		0,91
MgO		0,44	1,76		1,31
Fe ₂ O ₂		Spuren	0,00		0,32
MnO		Spuren	0,00		$0,64 \text{ TiO}_2$
$K_2O + Na_2O$		Spuren	0,00		
H_2O	21,75	21,13	20,05	19,47	18,4
	100,00	100,37	99,22	100,00	99,92

Wenn wir die akzessorischen Beimengungen außer acht lassen, erhalten wir bei der Umrechnung auf 100:

			100,00	100,00	200,00		16*
-			100,00	100,00	100.00	100,00	100,00
H_2O			21,75	21,14	20,76	19,47	19,02
Al_2O_3			55,92	56,44	54,88	55,56	57,08
SiO_2	٠	۰	22,33	- ,		*	,
O: O			00.99	22,42	24,36	24,97	23.90
			1	2	3	4	5

Molekularquotienten:

	1	2	3	4	5
SiO ₂	0.3718	0,3733	0,4056	0,4158	0,3979
Al_2O_3	0,5484	0,5535	0,5382	0,5449	0,5598
H_2O	1,2073	1,1734	1,1523	1,0807	1,0558
	Einfa	che Verhältni	sse der Oxy	de:	
	1	2	3	4	5
SiO,	7,5	7,5	8,1	8,3	8
Al_2O_3	11	11	10,8	10,9	11
H_2O	24	23,5	23	21,6	21

Auf Grund dieser Ergebnisse läßt sich schließen, daß in allen diesen Fällen mit größter Wahrscheinlichkeit eine Substanz derselben Mineralzusammensetzung analysiert wurde. Die Abweichungen zwischen den gleichwertigen Oxyden sind für Al_2O_3 am kleinsten. Etwas mehr schwankt der Gehalt an SiO_2 und vor allem der an Gitterwasser. Ferner beobachten wir zwischen dem Siliziumdioxyd und dem Wasser die folgende Beziehung: Mit dem Sinken von SiO_2 wächst im Mineral der Gehalt an Gitterwasser. Dies bedeutet, daß die OH'-Ionen in der Struktur überwiegend oder auch ganz an die Atome des Aluminiums gebunden sind. Einige kleine Abweichungen, die in den Berechnungen der chemischen Zusammensetzung des Minerals zum Ausdruck kommen, sind vielleicht auch durch Ungenauigkeit bei der analytischen Arbeit beeinflußt.

Ferner war es notwendig, eine neue chemische Analyse einer durchschnittlichen, fein zerriebenen Dillnitprobe durchzuführen, die mit weiteren physikalischen Methoden untersucht wurde.

	Analyse Nr. 6	Hauptoxyde berechnet auf 100	MolQuot.	Einfache Verhältnisse der Oxyde
SiO ₂	23,64	23,64	0,3936	7.9
Al_2O_3	55,80	55,80	0,5473	11
MgO	0,28			
CaO	0,12			
Fe ₂ O ₃	0,04			
$H_2O + (> 110^{\circ})$	20,56	20,56	1,1412	22,8
	100,44	100,00		

Auf Grund der sechs bisher bekannten Analysen der reinen Dillnitmasse von Banská Belá in der Slowakei läßt sich der Chemismus des Minerals Dillnit, dessen Existenz durch weitere, physikalische Methoden bestätigt wurde, durch folgende einfache Durchschnittszahlen ausdrücken:

 $8 \text{ SiO}_2 \cdot 11 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 22 \text{ H}_2\text{O}$ (bis 23 H₂O).

Der Gehalt an Gitterwasser ist ungewöhnlich hoch und hängt wohl, wie oben bemerkt, mit dem hohen Gehalt an Aluminium-Atomen in der Kristallstruktur des Dillnits zusammen.

Bestimmung des spezifischen Gewichts

Das spezifische Gewicht des untersuchten Dillnits wurde pyknometrisch in destilliertem Wasser bei einer Temperatur von 20°C festgestellt. Der Fassungsraum des Pyknometers war 20 ccm und das Gewicht der fein zerriebenen Probe war 3,45395 g,

spez. Gewicht = 2,675.

A. Hutzelmann (1849a, b) gibt stark abweichende Werte für das spezifische Gewicht des Dillnits an. Für die Probe der chemischen Analyse Nr. 2 gibt er ein spezifisches Gewicht von 2,835 und für die Probe der chemischen Analyse Nr. 3 ein spezifisches Gewicht von 2,574 an. Er sagt aber nicht, bei welcher Temperatur und in welchem Milieu das spezifische Gewicht bestimmt wurde. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die auseinandergehenden Werte für die Dichte von Hutzelmann schiedliges Gemenge anderer Minerale gehalten wurde. Es hätte aber auffallen sollen, daß die beiden in ihrem spezifischen Gewicht so stark verschiedenen Proben eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung aufweisen. Auffallend ist dabei, daß Probe Nr. 2, für die ein wesentlich größeres spezifisches Gewicht festgestellt wurde, einen noch etwas höheren Wassergehalt hat.

Differential-Thermoanalyse

Für die Differential-Thermoanalyse wurden 0,8 g der fein zerriebenen Probe verwendet. Die Analyse wurde in einem bereits in einer anderen Arbeit beschriebenen Apparat durchgeführt (J. Konta 1951). Die Erwärmungsgeschwindigkeit war 10°C/1 Min. Unter den gleichen Bedingungen wurde später noch eine Analyse durchgeführt. Die beiden Kurven stimmten überein.

Die Kurve der Differential-Thermoanalyse (Abb. 1) hat einen einfachen Verlauf mit einer endothermen Reaktion zwischen 700 und 900° C, mit dem Gipfel um 860° C. Diese gewaltige endotherme Reaktion veranschaulicht die Dehydroxylation des Dillnits. Keines der bekannten Tonminerale hat eine derartige thermische Differentialkurve. Nur Talk und Muskovit haben eine endotherme Reaktion um 900° C, also bei etwas höheren Temperaturen. Ihre Reaktion ist aber wesentlich schwächer und ihre Verzögerung hat in der Kurve nie einen scharfen Gipfel. Beim Dickit und Nakrit erfolgt die Dehydroxylation bei um mehr als 100° C tieferen Temperaturen. Nur Pyrophyllit hat seine endotherme Reaktion, mit der Spitze um 760° C, zunächst der endothermen Reaktion des Dillnits.

Wärmeentwässerung

Die Wärmeentwässerung wurde mit einer Menge von 1,0000 g der fein zerriebenen Probe durchgeführt. Die Probe wurde fortschreitend um je 50°C bis auf 1000°C im elektrischen Ofen erhitzt. Die Methode

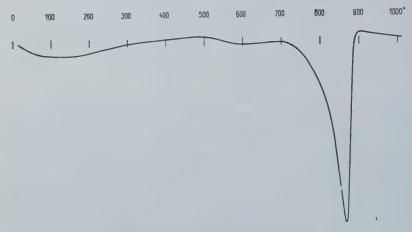


Abb. 1. Die Kurve der Differential-Thermoanalyse des Dillnits.

des Abwiegens auf konstantes Gewicht wurde dabei nicht verwendet. Die Probe wurde stets genau 15 Minuten bei einer gewissen Temperatur im Ofen gelassen, dann 20 Minuten im Exsikkator, wo sie sich abkühlte.

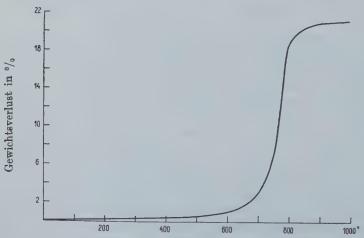


Abb. 2. Die Kurve der Wärmeentwässerung des Dillnits.

Nach Abwiegen wurde sie dann wieder in den Ofen gebracht, der inzwischen auf eine um 50°C höhere Temperatur erwärmt worden war. Wir verwenden diese schnellere Methode der Wärmeentwässerung in

unserem Laboratorium schon einige Jahre für semiquantitative Analysen von Tonen und ähnlichen Gesteinen.

Auch durch die Wärmeentwässerung wurde bestätigt, daß das Entweichen des Gitterwassers aus dem Dillnit bei hohen Temperaturen erfolgt. Der Beginn der Dehydroxylation ist bei rund 600°C, aber die größte Menge von Wasser entweicht erst zwischen 700 und 800°C. Bei rund 800°C ist die Dehydroxylation beendet.

Aus der Kurve der Wärmeentwässerung (Abb. 2) und aus der Kurve der Differential-Thermoanalyse (Abb. 1) geht hervor, daß der Dillnit kein Molekularwasser enthält. Seine Fähigkeit, Feuchtigkeit zu absorbieren, ist unbedeutend. Die Dehydroxylation des Dillnits, die bei so hohen Temperaturen wie bei keinem anderen wasserhaltigen Tonerdesilikat erfolgt, beweist die sehr feste Bindung der Hydroxylionen im Kristallnetz des Dillnits.

Das nach der Dehydroxylation des Dillnits neu entstandene Produkt wurde noch nicht untersucht und wird Gegenstand einer weiteren Arbeit sein.

Röntgenometrische Analyse

Die röntgenometrische Analyse wurde mit der Pulvermethode von Debye-Scherrer durchgeführt. Drei Arten von Röntgendiagrammen wurden hergestellt und zwar in einer zylindrischen Kammer (Tafel XX, Abb. 1) von einem Durchmesser von 57,3 mm, ferner nach der Semifokussationsmethode (Tafel XX, Abb. 2) in einer Kammer von doppeltem Durchmesser und schließlich nach der Durchgangsmethode (Tafel XX, Abb. 3) mit einem Abstand von 100 mm zwischen Präparat und Film. In allen drei Fällen wurden CuK α -Strahlen mit $\lambda = 1,5418$ verwendet. Eine zylindrische Kammer von größerem Durchmesser, die für die röntgenometrische Analyse von Tonmineralen geeigneter ist, hatte ich vorläufig nicht zur Verfügung.

	Werte	d und	Intensi	täten¹)	des Di	llnits	
d	I	d	I	d	I	d	Ι
8,1	10	1,81	4	1,215	2	0,940	2
	10	1,68	1	1,186	3	0,924	1
4,21	5	1,63	9	1,162	0,5	0,908	0,4
4,02	3	1,60	2	1,131	1	0,892	2
3,18	ა 5	1,530	6	1,088	1	0,878	2
2,80	_	1,468	2	1,066	2	0,862	2
2,69	10		2	1,041	3	0,856	1
2,47	1,5	1,421	7	1,019	1,5	0,851	2
2,35	1	1,403	5	0,998	1	0,838	4
2,11	6	1,349		0,975	$\overline{2}$	0,819	. 1
2,01	7	1,273	3		0,5	0,807	2
1,95	3	1,261	l .	0,959		0,801	1
1,86	4	1,235	3	0,947	4	0,001	-

¹) Die Intensitäten wurden visuell untereinander verglichen.

Die Interferenzen sind in den Röntgendiagrammen klar und zumeist charakteristisch scharf. Dies entspricht auch den weiteren, beim Studium mit dem Polarisations- und vor allem mit dem Elektronenmikroskop gewonnenen Resultaten. Die Kristalle des Dillnits sind nämlich stark tafelig und haben durchwegs vollkommen entwickelte Formen.

Mikroskopische Untersuchung

Mit dem Polarisationsmikroskop:

Mikroskopische Präparate des Dillnits lassen sich leicht auf die gewöhnliche Weise herstellen, also als in Kanadabalsam eingegossene Dünnschliffe. In den Dünnschliffen kann bei starker Vergrößerung eine Menge vollkommener Kristalle beobachtet werden. Sie haben zumeist die Form von gut begrenzten, gleichseitigen Dreiecken. In geringerer Menge finden sich Kristalle von rhombischer oder hexagonaler Form. Die Größe der Dillnitkristalle ist sehr gering, zumeist unter 2 μ , vereinzelt wurden Kristalle mit einer Seitenlänge des Dreiecks von bis zu 15 μ festgestellt. Die Kristallaggregate des Dillnits sind an manchen Stellen durchscheinend, an anderen matt weiß. Am besten lassen sich die Umrisse der einzelnen Dillnitkristalle an den Rändern des Dünnschliffs beobachten, wo sie in größerer Menge frei sind.

Die Brechungsindizes des Dillnits wurden mittels der Immersionsmethode bei gleichzeitiger Kontrolle des Brechungsindex von Öl durch das Refraktometer festgestellt. In der Fläche der Kristalle haben die beiden Brechungsindizes den gleichen Wert, $n_{\rm Na}=1,559\pm0,001$. Der Brechungsindex der optischen Richtung senkrecht zur Basisfläche konnte vorläufig wegen der unbedeutenden Größe der Kristalle nicht bestimmt werden. Die Doppelbrechung des Dillnits ist sehr schwach, wahrscheinlich wesentlich kleiner als beim Kaolinit.

Mit dem Elektronenmikroskop:

Eine Durchschnittsprobe von fein zerstäubtem Dillnit wurde in destilliertem Wasser dispergiert. Die Suspension wurde auf die gewohnte Art auf einen Kollodiumfilm übertragen. Bei der Untersuchung der Präparate im Elektronenmikroskop zeigte sich auch, daß die Dillnitkristalle überwiegend die Form dickerer dreiseitiger Täfelchen haben (pseudotrigonale Form, Tafel XXI, Abb. 4, 5). Im Elektronenmikroskop sind die Kristalle des Dillnits für die Elektronen nicht durchlässig und kontrastieren stark mit ihrer Umgebung.

Bemerkung zur Genesis des Dillnits

A. Hutzelmann (1849 a, b) führt an, daß Kristalle von Pyrit, Diaspor, stellenweise auch Fluorit, in die Dillnitmasse eingewachsen sind. Aus der angegebenen, wenn auch vielleicht nicht ganz vollständigen Mineralparagenesis läßt sich schließen, daß der Dillnit bei verhältnismäßig hohen Temperaturen entstand. Nach den klassischen Untersuchungen von W. No 11 (1936 a, b) über die Synthese der Minerale im System $\mathrm{Al_2O_3} - \mathrm{SiO_2} - \mathrm{H_2O}$ und in Übereinstimmung mit den ergänzenden Forschungen von R. Roy und E. F. Osborn (1951, zitiert nach R. E. Grim 1953) kristallisieren, wenn das Verhältnis $\mathrm{Al_2O_3}:\mathrm{SiO_2}$ größer ist als 1:2 (1:1 oder 2:1), in einem wässerigen Milieu bei einer Temperatur zwischen 250–400°C und einem Druck von 41–300 Atmosphären Kaolinit und Boehmit und bei einer Temperatur über 280°C und erhöhtem Druck Kaolinit und Diaspor. Der Dillnit mit einem Verhältnis von $\mathrm{Al_2O_3}:\mathrm{SiO_2} = 2,75:2$ konnte nur unter besonderen Bedingungen auskristallisieren.

Eine entscheidende Rolle spielten dabei wahrscheinlich nicht nur die chemische Zusammensetzung der an Aluminium reichen hydrothermalen Lösungen, sondern vor allem die hohe Temperatur und der hohe Druck, die Dillnit in Paragenesis mit Diaspor entstehen ließen. Bei tieferem Druck und tieferer Temperatur wären nach W. Noll (1936 b) und R. Roy usw. (1951) Kaolinit und Boehmit oder Kaolinit und Diaspor (unter Laboratoriumsbedingungen) entstanden.

Wenn wir die Ergebnisse der angeführten Autoren in Betracht ziehen, könnte das neue Tonerdehydrosilikat von der chemischen Zusammensetzung des Dillnits unter Laboratoriumsbedingungen nur bei hohen Temperaturen (wahrscheinlich über 400°C) und auch unter sehr hohem Druck auskristallisieren. Die Richtigkeit dieser Überlegung wird durch Experimente zu erweisen sein.

In der Arbeit von W. Noll (1936 b, in den Tabellen Nr. 7, 8) finden wir einige Fragezeichen bei den synthetischen Produkten, die bei hohen Temperaturen (um 500°C) und einem Druck von mehr als 500 Atmosphären aus einem wässerigen Milieu kristallisieren, in welchem das Verhältnis von Al_2O_3 : SiO_2 2:1 oder 1:1 beträgt. Die röntgenometrisch untersuchten synthetischen Produkte konnte Noll nicht zu den damals bekannten Mineralen stellen. Es wäre interessant, die röntgenometrischen und anderen Daten dieser Produkte mit den für den Dillnit festgestellten Resultaten zu vergleichen.

Zusammenfassung

Untersucht wurde eine weiße erdige Substanz von Banská Belá in der Slowakei (Tschechoslowakei), die als Dillnit bezeichnet wird. Bisher wurde sie allgemein für ein Gemenge bereits gut bekannter Minerale, am häufigsten Kaolinit und Diaspor gehalten. Durch optische Untersuchung, röntgenometrische Analyse, Differential-Thermoanalyse, quantitative chemische Analyse, Wärmeentwässerung, Elektronenmikroskop und Bestimmung des spezifischen Gewichts wurde festgestellt, daß die als Dillnit bezeichnete Substanz ein spezifisches Tonmineral ist. Die annähernd einfachen Verhältnisse der Hauptoxyde im Dillnit sind 8 SiO₂ · 11 Al₂O₃ · 22 H₂O (bis 23 H₂O).

Literatur

Bárta, R., und Špičák, K. (1954): Příspěvek o výzkumu některých zemin ze Slovenska. Sborník prací z technol. silikátů (Sammelbuch d. Arbeiten aus der Technol. d. Silikate). Praha, S. 27-28.

Betechtin, A. G. (1950): Mineralogie. Moskau, S. 956.

Dana, E. S. (1909): The System of Mineralogy. New York-London (auf S. 694). V. Edition (auf S. 421).

Grim, R. E., and Rowland, R. A. (1942): Differential Thermal Analysis of Clay Minerals and Other Hydrous Materials. Part 2. Amer. Min., 27, 801-818 (die DTA-Kurve auf S. 813).

Haidinger, W. (1844): Über den Diaspor von Schemnitz. Pogg. Annalen

Phys. u. Chemie, 61, 307-315 (auf S. 314). Leipzig.

Hintze, C. (1897): Handbuch der Mineralogie. Bd. II (auf S. 845). Leipzig. Hutzelmann, A. (1849 a): Über den Dillnit und Agalmatolith, die Begleiter des Diaspors von Schemnitz. Pogg. Annalen Phys. u. Chemie, 18, 3. Reihe, 575—578.

- (1849 b): Notiz über den Dillnit und Agalmatolith. Berichte Min. Freund.

d. Naturwiss. Wien, 5, Nr. 3, S. 55—57.

Konta, J. (1951): Thermal Investigation of the Sedimentary Manganese Rock of Švábovce. Sborník ÚÚG, 18, 601-632. Praha.

Noll, W. (1936 a): Hydrothermale Synthese des Kaolins. Tsch. MPM, 45, 175-190.

— (1936 b): Mineralbildung im System Al₂O₃ — SiO₂ — H₂O. Neues Jahrbuch f. Min. usw., Beilage-Bd. 70, Abt. A, 65-115.

Ramdohr, P., und Klockmann, F. (1942): Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart (auf S. 586).

Roy, R., and Osborn, E. F. (1951): Studies in the System Al₂O₃ - SiO₂ -H₂O, Presented at American Institute of Mining and Metallurgical Engineers,

St. Louis. (Zitiert nach R. E. Grim: Clay Mineralogy, 1953, auf S. 317.) S m i t h , J. L. (1851): Amer. J. Sci., 11, 58. (Zitiert nach C. H i n t z e , 1897: Handbuch der Mineralogie, 2, auf S. 845. Leipzig.)

Szabo, K. (1891): Selmec környehek geologici leiráza. (Geologische Beschrei-

bung des Selmec-Bezirkes.) Budapest.

Tomkeieff, S. I. (1934): Clay Minerals and Bauxitic Minerals. A Review and Classification on a Statistical Method. Min. Mag., 23, 463—482.

Tafelerklärung

Taf. XX

Abb. 1. Röntgendiagramm des Dillnits in der zylindrischen Kammer (Durchmesser = 57.3 mm). CuK α -Strahlung.

Abb. 2. Röntgendiagramm des Dillnits nach der Semifokussationsmethode (Kammer von doppeltem Durchmesser). CuKα-Strahlung.

Abb. 3. Röntgendiagramm des Dillnits nach der Durchgangsmethode. CuΚα-Strahlung.

Taf. XXI

Abb. 4. Dreiseitige Täfelchen der Dillnitkristalle im Elektronenmikroskop. Vergrößert 9400×.

Abb. 5. Dreiseitige Täfelchen der Dillnitkristalle im Elektronenmikroskop. Ver-

Petrographisches Institut der Karls-Universität, Prag

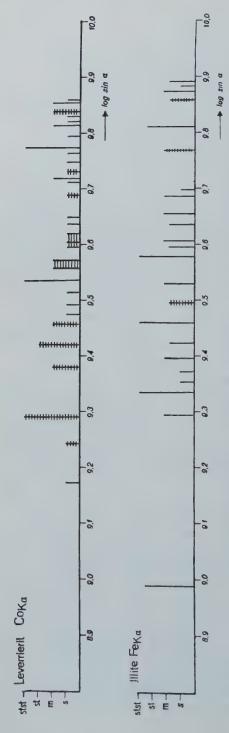
Leverrierit aus oberkarbonischen Kristalltonsteinen von St. Etienne, Frankreich

Von A. Schüller und H. Graßmann, Berlin

Mit 3 Abbildungen im Text

1. Problemstellung

Von den zahlreichen Tonmineralen sind nur einige wenige und diese auch nur in äußerst seltenen Fällen in sichtbaren Korngrößen entwickelt, so daß man sie mit der Pinzette fassen und als Einzelkristalle auslesen kann. Kaolinit, Nakrit, Dickit und gelegentlich auch "Hydromuskovit" (Brammall usw. 1937) gehören zu diesen Ausnahmen. Insgesamt besitzen die Tonminerale kolloide Dimensionen und bilden in den Tonen Gemenge verschiedener Mineralarten. Leider wird dieser für Mineralogen triviale Umstand in sehr vielen, sonst vorzüglichen Arbeiten über Tonminerale übersehen. Vielfach werden aus solchen Tongesteinen sogar "Mineralformeln" berechnet. Eine Erfassung der wirklichen Verhältnisse und damit eine Beurteilung der technischen Eigenschaften der Tone wie der Tonminerale selbst wird bei einem solchen Verfahren natürlich unmöglich gemacht. Im Interesse unserer Kenntnisse der Chemie und Mineralogie der Tonminerale und der Tongesteine sind wir daher verpflichtet, jede Gelegenheit zur quantitativen Untersuchung auszunutzen. Wir haben früher durch glückliche Funde in Mansfeld und Dobrilugk vorzüglich geeignetes Material erhalten und untersucht, so daß wir die Existenz des Leverrierits (Termier 1889, 1890, 1899; Kijak und Spangenberg 1933, 1934) sowohl mineralogisch wie chemisch begründen konnten. Das Ergebnis dieser Untersuchungen (Schüller 1951a, 1951b; Schüller und Graßm ann 1949—1951) war, daß der Leverrierit auf Grund seines Kristallgitters eindeutig zur Illitgruppe (Grim, Bray, Bradley 1937) zu stellen ist und daß er, wie in den älteren Originalarbeiten bereits festgestellt wurde, weniger Kali, aber dafür mehr H2O als der Muskovit enthält. Chemisch, optisch und röntgenographisch ließ sich zeigen, daß der Leverrierit kein Kaolinit (Ross und Kerr 1931) und kein Muskovit (de Lapparent 1934) ist, sondern eine selb-Mineralart. Bei der Untersuchung leverrieritführender Kristalltonsteine, die als Leitlagen in den unterkarbonischen Steinkohlenflözen auftreten (Schüller 1951), konnte auch der Ansicht von J. de Lapparent (1934) entgegengetreten werden, daß es sich um eine Verwachsung von Kaolinit und Muskovit handele. Eine er-



neute Stellungnahme ist insofern erforderlich, weil R. E. Grim in seinem eben erschienenen Werk über "Clay Mineralogy" (1953) eine Charakterisierung des 2 Leverrierit bietet, die dem derzeitigen Standpunkt unserer Kenntnisse nicht gerecht wird (S. 39), da er aus seiner Mitteilung schließt: "there seems no doubt therefore that the name should be discarded." Wesentlich sachlicher hat K. Jasmund (1955, S. 150) zur Nomenklatur des Leverrierit Stellung genommen, jedoch will er das Mineral mit Hydromuskovit gleichsetzen oder die Bezeichnung auf Tonminerale von säulenförmigem Habitus mit verschiedenem Chemismus ausdehnen. Meines Erachtens ist eine solche Abwandlung des Originalbegriffes von Termier nicht erforderlich. Wir haben daher mit freundlicher Unterstützung französischer Kollegen und von Herrn Dr. K. Hoehne französisches Originalmaterial aus dem Bekken von Alais (Dept. du Gard) St. Etienne, Destival, Flöz 17, 440-m-Niveau, erneut studiert und gute Übereinstimmung mit den bisher veröffentlichten Daten gefunden.

Abb. 1. a) Röntgennomogramm von Leverrierit St. Etienne - Destival;
Co_{Ka}-Strahlung, gefiltert. — b) Illit,
nach Mackenzie usw.; Fe_{Ka}-Strahlung, gefiltert.

2. Art des Vorkommens

Der Leverrierit tritt in schwarz oder dunkelbraun gefärbten Kristalltonsteinen innerhalb der oberkarbonischen Steinkohlenflöze auf und bildet + sechsseitige tafelige oder die bekannten wurmförmigen Kristalle von einigen Zehntel bis Millimeter Größe. Das Verhältnis der Korngrößen im Tonstein von Destival ist etwa folgendes: in der Fraktion 100-200 µ sind etwa 60% der Kristalle vereinigt, in der Fraktion 200-500 μ etwa 30% und über 500 μ etwa 10%. Für die chemische Analyse wurden 1500 mg aus den Fraktionen zwischen 100 und 1000 μ, für Differential-Thermoanalyse aus der Fraktion 100-200 µ 800 mg ausgelesen. Jedes Plättchen bei etwa 150 µ Durchmesser wog durchschnittlich 1 mg. Die Mehrzahl der Körnchen war durch feinverteiltes Bitumen im Dünnschliff braun gefärbt. Die Kristallplättehen waren z. T. stark verbogen, so daß beim Konoskopieren ein verwaschenes, breites Achsenkreuz erschien. In allen Fällen aber wurde der optische Charakter mit einachsig negativ bestimmt. Die Lichtbrechung betrug in der Plättchenebene N = 1.5808. Nach seiner Optik läßt sich demnach der Leverrierit leicht von Muskovit unterscheiden (Schüller und Graßmann 1950). Nach dem Debye-Diagramm (Abb. 1a) besitzt er ein Kristallgitter. das mit dem Illit von Ballater übereinstimmt (Tab. 1, Abb. 1b) (Schüller 1951b). Der Leverrierit bildet in dem französischen Material Lagen, die nur mit Quarzdetritus verunreinigt sind. In anderen Tonsteinen und neuerdings besonders in denen von Dobrilugk ist er vermischt mit Zersetzungsprodukten von Muskovit bzw. Biotit und durch eingelagerte Platten von Karbonaten, meist Siderit, aufgetrieben. In anderen Fällen findet er sich nur untergeordnet neben gleichartig geformtem Kaolinit.

3. Die chemische Analyse

wurde nach der gleichen Methode wie früher ausgeführt (Schüller und Graßmann 1950) und führte zu folgenden Ergebnissen:

Chemische Analyse eines Leverrierits (Kristalle) von Destival

Analytiker: Graßmann (1955)

H ₂ O (—) 0,95%	
Trockensubstanz, Bestandteile	Organische Substanz, berechnet unter
in %	Annahme einer steinkohleartigen Zu-
SiO ₂ 48,99	sammensetzung mit 80% C, 5% H, 15%O
TiO ₂ 0,25	C 0,37
Al ₂ O ₃ 37,64	Н 0,023
FeO 0,35	O 0,07
CaO 0,72	0,46
MgO 0,57	Hydratwasser, berechnet aus Glühver-
K_2O 2,85	verlust minus berechneter org. Substanz:
Na_2O 0,48	Glühverlust 8,24
Glühverlust 8,24, davon C org. 0,37	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Summe 100,09	org. Subst. —0,46
Dummi. 200,00	7,78

$$\begin{array}{cccc} Verbrennungsanalyse \\ C & \dots & 0.37 \\ H_2O & \dots & 7.98 \\ \hline & & & 8.35 \end{array}$$

Hydratwasser, berechnet aus gefundenem Verbr.-
$$H_2O$$
 minus berechnet. org. H_2O H_2O gef. 7,98 H_2O org. -0.21 (= 0.02 · 39) -7.77

Die beiden Berechnungen für Hydratwasser der anorganischen Substanz geben unter der Annahme steinkohleartiger Zusammensetzung

Tabelle 1 Röntgenwerte der Pulveraufnahmen von Leverrierit

		Nr. 1			Nr. 2	
Nr.	d _{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ $\mathrm{Fe}_{\mathbf{K}\alpha}$ Strahlung	d _{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ $Co_{\mathbf{K}\alpha}$ Strahlung
1	9,9	st	8,9897	5,975	SS	9,1747
2	4,9	m	9,2951	5,094	SS	9,2439
3	4,45	sst	9,3369	4,559	stst	9,2921
4	4,28	8	9,3539	3,732	S	9,3791
5	4,10	8	9,3725	3,396	st	9,4200
6	3,87	m	9,3976	3,118	S	9,4572
7	3,64	ms	9,4242	2,979	SS	9,4769
8	$3,\!35$	sst	9,4603	2,868	85	9,4935
9	3,09	ms	9,4953	2,723	SS	9,5159
10	2,85	m	9,5305	2,593	stst	9,5372
11	2,56	sst	9,5771	2,476	S	9,5573
12	2,45	ms	9,5961	2,364	8	9,5773
13	2,39	m	9,6069	2,268	88	9,5954
14	2,235	ms	9,6360	2,222	88	9,6042
15	2,14	m	9,6549	2,138	SS .	9,6210
16	1,988	m	9,6869	2,060	SS	9,6372
17	1,940	8	9,6975	2,002	88	9,6495
18	1,647	m	9,7686	1,874	88	9,6883
19	1,497	st	9,8101	1,724	SS	9,7144
20	1,342	ms	9,8575	1,700	8	9,7206
21	1,294	m	9,8734	1,651	88	9,7332
22	1,266	8	9,8829	1,591	88	9,7492
23	1,243	ms	0,8908	1,529	SS	9,7666
24				1,497	stst	9,7759
25			4	1,427	88	9,9765
26				1,368	8	9,8148
27				1,341	ss	9,8234
28				1,316	SS	9,8317
29				1,292	S	9,8398
30				1,247	s	9,8551
31			1	1,226	88	1,8624

Nr. 1. Illit von Ballater, Aberdeenshire; nach Mackenzie usw.,
Mn-Filter

Nr. 2. Leverrieritvon Destival/St. Etienne, Frankreich; Flöz 17, 440-m-Niveau; Fe-Filter, Präparat-Durchmesser 0,3 mm; Blende 0,8 mm, Kamera Nr. 3; Belichtungszeit 5 Std., V primär = 60 KV, 6 mA. der organischen Substanz übereinstimmende Werte, was für die Richtigkeit der Annahme spricht. Eine direkte Bestimmung des Charakters der organischen Substanz wäre nur mit einer sehr viel größeren Probenmenge möglich gewesen. Im übrigen wirkt sich die organische Substanz im vorliegenden Falle wegen ihrer geringen Konzentration in dem Mineral auf dessen Zusammensetzung, auch bezüglich des Hydratwassers, nur sehr wenig aus. Aus der Analyse läßt sich folgende Berechnung der Bruttoformel durchführen:

	Gew%	g auf 100 g	Mol auf 100 g	Mol %	Molverhältnis bei $Al_2O_3 = 2,00$
SiO ₂	48,99	49,30	0,820	48,3	4,41
Al ₂ O ₃	37,64	37,87	0,373	21,9	2,00
K ₂ O	2,85	2,86	0,030	1,8)	0,21
Na ₂ O	0,48	0,48	0,008	$\frac{1,8}{0,5}$ 2,3	
H_2O	7,77	7,85	0,435	25,6	2,34
CaO	0,72	0,72	0,013	0,8)	
MgO	0,57	0,57	0,014	0,8 1,9	0,17
FeO	0,35	0,35	0,005	0,3	

Entsprechend dem früher aufgestellten Schema ergibt sich die nachstehende Formel, die als genaueste gelten kann:

Destival: 8,82 SiO $_2$ · 4,00 Al $_2$ O $_3$ · 4,68 H $_2$ O · 0,42 (K, Na) $_2$ O · 0,34 (Ca, Mg, Fe)O.

Zum Vergleich seien die bisher veröffentlichten Formeln gegenübergestellt:

Dobrilugk: (nach Schüller und Graßmann 1951) 8 SiO₂ · 4 Al₂O₃ · 4 H₂O · 1 (K, Na)₂O · 0,5 (Ca, Mg, Fe)O.

Aus Tonen und Tongesteinen:

Ballater: (nach Mackenzie usw. 1949)

Illinois: (nach Grim, Bray, Bradley 1937) 24 SiO₂ · 8 R₂O₃ · 12 H₂O · 2 K₂O · 3 MO.

Derselbe: (nach Hendricks und Ross 1941)

 $K_{0,58}(Al_{1,38}Fe^{3}+_{0,37}Fe^{2}+_{0,04}Mg_{0,34})(Si_{3,41}Al_{0,59})O_{10}(OH)_{2},$

South Wales: (nach Nagelschmidt und Hicks 1943) $24 \, \mathrm{SiO}_2 \cdot 9.9 \, \mathrm{R}_2 \mathrm{O}_3 \cdot 13 \, \mathrm{H}_2 \mathrm{O} \cdot 2.5 \, (\mathrm{K, Na})_2 \mathrm{O} \cdot 1.3 \, \mathrm{MO}.$

Sowie Hydromuskovit (aus Pyrit-Gold-Quarzgängen, Sogofau):

 $\begin{array}{l} \text{(nach } \text{ B r a m m a 11 1937)} \\ 24 \; \text{SiO}_2 \cdot 11,3 \; \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 10,8 \; \text{H}_2\text{O} \cdot 2,9 \; (\text{K, Na})_2\text{O} \cdot 0,7 \; \text{MO},} \\ \sim & \; \text{SiO}_2 \; \cdot \; 4 \; \text{Al}_2\text{O}_3 \; \cdot \; 3 \; \text{H}_2\text{O} \; \cdot \; 1 \; (\text{K, Na})_2\text{O} \; \cdot \; 0,2 \; \text{MO}.} \end{array}$

 $\mathbf{M} \mathbf{u} \mathbf{s} \mathbf{k} \mathbf{o} \mathbf{v} \mathbf{i} \mathbf{t}$: $6 \operatorname{SiO}_2 \cdot 3 \operatorname{Al}_2 \operatorname{O}_3 \cdot 2 \operatorname{H}_2 \operatorname{O} \cdot \operatorname{K}_2 \operatorname{O}$.

Gegenüber Muskovit besitzt der Leverrierit von St. Etienne doppelten H₂O-Gehalt und die Hälfte des K₂O-Gehalts. Das Verhältnis der Elemente in der [4] Koordination gegenüber den Elementen in [6]

Koordination ist 1:1. Wichtig für die Petrologie der Tongesteine (Schüller 1951b) ist, daß der Leverrierit auch die serizitähnliche Matrix in dem vorliegenden französischen Material ebenso wie in Dobrilugk und Mansfeld bildet.

Die Dichte des Leverrierit von Destival beträgt 2,64. Die Bestimmung wurde durch meinen Freund Dr. Heinz Meinner mit der Berman-Balance in Toluol bei 20° C ausgeführt, wofür ich ihm herzlich danke. Die Einwaage in Luft betrug nur 4,13 mg.

4. Die Differential-Thermoanalyse

Im Institut für angewandte Silikatforschung wurde von Herrn Diplom-Chemiker Wiegmann mit freundlicher Genehmigung des Instituts-direktors, Herrn Prof. Dr. Frank, nunmehr auch die Differential-Thermoanalyse durchgeführt (Abb. 2). Die Aufheizung erfolgte 10° pro Minute in Stickstoffatmosphäre. Die DTA-Kurve des Leverrierits von Destival (Abb. 2) stimmt in ihrem Verlauf recht gut mit der von Dobrilugk (Abb. 3) überein. In beiden Kurven sind endotherme Re-

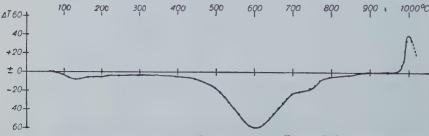


Abb. 2. Thermodifferentialkurve des Leverrierits von Destival; Einwaage 0,99 g; in $\rm N_2\text{-}Atmosphäre;$ Erh.-Geschwindigkeit: $10^{\circ}\,\rm C/Min.;$ 15 h getrocknet. Dipl.-Chem. Wiegmann, Inst. f. angewandte Silikatforschung.

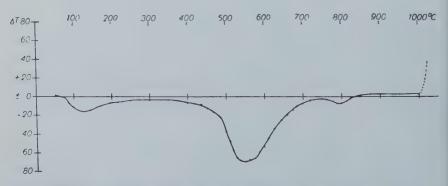


Abb. 3. Thermodifferentialkurve des Leverrierits von Dobrilugk; Einwaage 0,795 g; Erh.-Geschwindigkeit 10° C/Min.; in N₂-Atmosphäre. Dipl.-Chem. Wiegmann, Inst. f. angewandte Silikatforschung.

aktionen bei etwa 125°, bei 550 bzw. 600°, bei 800 bzw. 750° und eine exotherme Reaktion bei 1050 bzw. 1000° zu verzeichnen. Wahrscheinlich bewirken die festgestellten und in der Formel niedergelegten kleinen chemischen Unterschiede eine Verschiebung des endothermen Maximums von 600 auf 550°. Die im Leverrierit von Dobrilugk sehr frühe endotherme Reaktion bei 550° gleicht dem Illit vom Typus Illinois (R. E. Grim 1953, S. 197, sowie R. C. Mackenzie usw. 1949, S. 710). Die vorliegenden DTA-Kurven bestätigen ebenfalls eindeutig, daß Leverrierit weder ein Kaolinit noch ein Muskovit ist. Die Differential-Thermokurve charakterisiert ihn ebenso wie das Röntgenogramm als Glied der Illitgruppe.

Der Leverrierit im Sinne von Termier ist somit nach unserem Befund das erste chemisch und mineralogisch ausführlich und eindeutig definierte Mineral der Illitgruppe. Eine vollständige Kristallstrukturuntersuchung wird im Institut für Kristallstrukturforschung bei der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin unter der Leitung von Frau Dr. Dornberger durchgeführt.

Zusammenfassung

Vom französischen Originalfundpunkt aus Kristalltonsteinen der Steinkohlenflöze St. Etienne/Destival wurde der Leverrierit (Termier 1889) quantitativ-chemisch und mineralogisch untersucht. Die hier erstmalig veröffentlichten Thermodifferentialkurven des Leverrierit von St. Etienne und Dobrilugk zeigen wie die chemische und mineralogische Untersuchung, daß der Leverrierit das erste wohldefinierte Mineral der Illitgruppe (Grim 1937, 1953) darstellt.

Literatur

- Brammall, A., Leech, J. G. C., and Bannister, F. A., Cookeite and hydromuscovite with gold from Wales. Min. Mag. 24 (1937), 507-519.
- Bruyn, ('. M. A. de, and Marel, H. W. van der, Mineralogical analysis of soil clays. Geol. Minb. 16 (1954), 10, S. 407-428.
- Carr, K., Grimshaw, R. W., Roberts, A. L., A hydrous mica from Yorkshire fireclay. Min. Mag. 30 (1953), 139-144.
- Grim, R. E., Clay Mineralogy, New York (1953).
- Hendricks, S. B., and Ross, C. S., The chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. Amer. Min. 26 (1941), 683-708.
- Hofman, U., Endell, J., Maegdefrau, H., Die Einheitlichkeit des glimmerartigen Tonminerals Sárospatit. Ber. D. Keram. Ges. 24 (1943), 339-344.
- Hoehne, K., Zur Tonsteinbildung in Kohlenflözen. N. Jahrb. f. Geol., Mh. (1951), 7, 201-211 (weitere Literatur!).
- Jasmund, K., Die silikatischen Tonminerale, Weinheim (1955), S. 150-151
- u. S. 175. Kerr, P. F., Kulp, J. L., and Hamilton, P. K., Differential thermal analysis of reference clay mineral specimens Prel. Rep. 3, Amer. Petrol. Inst. Research Proj. 49, Clay Mineral Standards, New York (1949).
- Lapparent, J. de, Constution et origine de la leverriérite. Compt. Rend. Ass. Soc. 198 (1934), 669.

Mackenzie, R. C., Walker, G. F., and Hart, R., Illite occuring in decomposed granite at Ballater, Aberdeenshire. Min. Mag. (1949), 704.

Norin, E., Occurrence of authigenous illite mica in the sediments of the Central Tyrrhenian Sea. Bull. Geol. Inst. Uppsala 34 (1953), 279—284.

Ross, C. S., and Kerr, P. F., The kaolin minerals. US. Geol. Surv. Prof. Paper 165 E (1931).

Schüller, A., Die Tonsteine aus den Steinkohlenflözen von Dobrilugk und

ihre Entstehung. Heidelb. Beitr. z. Miner. 2 (1951).

Schüller, A, Leverrierit in einem neuartigen Vorkommen aus Schieferletten des Rotliegenden von Mansfeld. N. Jahrb. f. Miner., Mh., Jahrg. 1951, S. 156.

Schüller, A., Zur Frage des Leverrierit, "Geologie" 2 (1953), 150.

Schüller, A., und Graßmann, H., Über den Nachweis von echtem Leverrierit in Tonsteinen aus unterkarbonischen Steinkohlenflözen von Dobrilugk. Heidelb. Beitr. z. Miner. 2 (1950), 296.

Schüller, A., und Wohlmann, E., Über Seladonit und seine systematische

Stellung. N. Jahrb. f. Miner. Abh. 82 (1951), 111-120.

Termier, P., Sur la composition chimique et les propriétés optiques de la leverriérite. Bull. Soc. Franç. de Minér. 22 (1899), 27.

Berlin, Staatl. Geologische Kommission.

Genetische Diskussion der Makrotexturen bei der geochemischen Untersuchung des Adalbert » Hauptganges in Příbram¹)

Von Jan Kutina, Praha

Mit 42 Abbildungen im Text

- A. Einleitung
- B. Geologische Übersicht
- C. Definition einiger Termini und allgemeine Schlußfolgerungen aus dem Studium des Adalbert-Hauptganges
- D. Übersicht der vorhandenen Minerale
- E. Beschreibung der Makrotexturen und deren genetische Diskussion
 - Symmetrische Bandtexturen mit Dürrerz an den Seiten und mit Eisenspat in der Mitte
 - 2. Störung der Symmetrie der Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen
 - 3. Texturen mit Bleiglanz
 - Komplizierte Gangausfüllungen, bei deren Entstehung das mehrfache Aufreißen der Spalten oder das Ausfüllen von mehreren Spalten eintrat
 - 5. Texturen mit Zinkblende
 - 6. Gegenseitiges Durchbrechen der Dürrerzgänge
 - 7. Verdrängen des Eisenspates durch Dürrerz
 - 8. Texturen mit Karbonaten
 - 9. Texturen mit Kupfererzen
 - 10. Brekzien- und Kokarden-Texturen
- F. Feststellung der Teilsukzessionen aus den Lokalsukzessionen und Parallelisation der Zufuhrperioden
 - 1. Allgemeines
 - 2. Zusammenstellung der Teilsukzession Dürrerz-Eisenspat
 - 3. Zusammenstellung der Teilsukzession Dürrerz-Bleiglanz
 - 4. Zusammenstellung der Teilsukzession Eisenspat-Bleiglanz
 - 5. Zusammenstellung der Teilsukzession Dürrerz-Eisenspat-Bleiglanz
 - 6. Zusammenstellung der Teilsukzession mit Sulfantimoniden des Bleis
- 1) Gewidmet dem ehrenvollen Gedenken an František Pošepný, geboren im Jahre 1836 in Jilemnice (Starkenbach) in Böhmen, Professor der Bergakademie in Příbram, der vor 60 Jahren (1895) verschied und der durch seine hervorragenden Arbeiten, besonders durch sein Werk "The Genesis of Ore Deposits" wichtige Grundlagen zur geochemischen Untersuchung der Erzlagerstätten legte.

 Zusammenstellung der Teilsukzession, welche das relative Alter der Massen des reinen Quarzes ausdrückt

8. Teilsukzession mit Pyrit

- 9. Stellung der Zinkblende in der Sukzession 10. Stellung der Kupfererze in der Sukzession
- 11. Stellung des Ankerites und Kalzites in der Sukzession
- G. Zusammenstellung der Gesamtsukzession, welche die Ausscheidungsfolge der Minerale im Gebiet des 38. und 39. Laufes der Grube Anna ausdrückt
- H. Ableitung der Evolution des Adalbert-Hauptganges für das Gebiet des 38. und 39. Laufes der Grube Anna mit dem Definieren der Evolutionsstadien
- I. Vergleich mit den früher publizierten Ergebnissen

Auszug

Der Autor legt den I. Teil der geochemischen Untersuchung des Adalbert-Hauptganges in Příbram, der in die Tiefe von fast 11/2 km aufgeschlossen ist, vor, und löst die Grundzüge der Evolution dieses Ganges auf Grund des Terrainstudiums der Makrotexturen. In der Evolution des Ganges unterscheidet er fünf Evolutionsstadien und legt tabellar die Gesamtsukzession der Minerale des Adalbert-Hauptganges für das Gebiet des 38. und 39. Laufes der Grube Anna dar. Der Autor erklärt ausführlich die Feststellung der "Gesamtsukzession" aus den "Lokalsukzessionen" über die "Teilsukzessionen". Im Kapitel "Definition einiger Termini" erklärt er die eigene Terminologie für die Diskussion der geochemischen Evolution der Erzgänge, zusammengestellt auf Grund des Studiums des Adalbert-Hauptganges. Hier begegnen wir besonders dem neuen Begriff "Zufuhrperiode", der Definition des Begriffes "Evolutionsstadium", der Lösung der Frage von "Generationen" der Minerale u. ähnl. Der komplizierte Vorgang des Neuaufreißens der Spalten während der Bildung von Erzgängen, sehr charakteristisch für die Příbramer Erzgänge und von F. Pošepný zum erstenmal erkannt, ist zum Gegenstand der Diskussionen bei der Lösung der Makrotexturen geworden.

A. Einleitung

Das Studium der geochemischen Evolution des Erzganges ist ein großes Komplexproblem. Wenn wir zu den möglichst richtigen Vorstellungen über dessen Evolution gelangen und womöglich am tiefsten in die Problematik der Vorgänge, die bei seiner Entstehung vor sich gingen, eindringen wollen, müssen wir sehr sorgfältig und eingehend eine ganze Reihe von Teilaufgaben lösen, die Untertage- und Laboratoriumsuntersuchungen einschließen.

In dieser Arbeit will ich versuchen, die geochemische Evolution eines Erzganges in größerem Maßstab zu lösen, und zwar durch die Bearbeitung einer ganzen Reihe von Teilaufgaben dieses Komplexproblems. Hierzu wählte ich den Adalbert-Hauptgang in Příbram, der den tiefst aufgeschlossenen Erzgang in der Tschechoslowakei vorstellt. Durch den 39. Lauf der Grube Anna wurde hier schon die Tiefe von mehr als 1450 m erreicht und am 38. Lauf wird derzeit der Gang schon

in der Länge von mehr als 1300 m verfolgt. Der Adalbert-Hauptgang bietet also im altberühmten Příbramer Bergbaurevier schöne Möglichkeiten der gecchemischen Untersuchung der vertikalen und horizontalen Änderungen, die Möglichkeiten des Studiums, wie seine Evolution in Raum und Zeit vor sich ging. Und außerdem, wie wir aus dessen Beschreibung erkennen werden, ist dieser Gang gleichzeitig außergewöhnlich für die Lösung einiger Fragen geeignet, die im allgemeinen die geochemische Evolution der Erzgänge betreffen.

Die gecchemische Untersuchung des Erzganges soll an die geologische Untersuchung des Gebietes anknüpfen, welches der Gang durchdringt. Das Příbramer Gebiet war schon zum Gegenstand sehr gründlicher geologischer Untersuchungen (besonders F. Pošepný und R. Kettner — siehe das Kapitel "Geologische Übersicht") und es wurden zahlreiche Gesteine petrographisch untersucht (F. Slavík und andere). In dieser Arbeit komme ich direkt zur eigenen geochemischen Untersuchung.

Als die erste Teilaufgabe wählte ich die genetische Diskussion der Makrotexturen zum Zweck der Feststellung der Sukzession, der Zufuhrperioden und der Evolutionsstadien. Als Grundlage für diese Diskussion sollen die Ergebnisse systematischer Terrainuntersuchung dienen, besonders im Gebiet des 38. und 39. Laufes, wo ich eine größere Anzahl genetisch wichtiger Details eingezeichnet habe.

Mit der Sukzession der Minerale der Příbramer Erzgänge befaßte sich hauptsächlich A. E. Reuß (1856, 1863). Er verwendete zwar hierzu mehr als 3000 Stufen, die Feststellungen führte er jedoch an Sammlungsstufen (meistenteils am Hohlraummaterial), ohne die Unterlagen des Studiums der Makrotexturen in der Grube, durch. Es ist selbstverständlich, daß ihm eine große Anzahl von Tatsachen grundsätzlicher Bedeutung entgehen mußte.

Eine weitere hauptsächliche Unzulänglichkeit der Arbeiten von Reuß besteht darin, daßer die Sukzession zusammen für verschiedene Příbramer Erzgänge als für ein Ganzes feststellte. Dies widerspricht den Anforderungen, die wir auf die genetische Untersuchung der Erzgänge legen müssen. Unser Grundsatz muß sein, die Sukzession für jeden Gang selbständig festzustellen und die Unterschiede unter den einzelnen Gängen zu suchen; aber nicht nur das, wir müssen auch nach den Unterschieden an ein und demselben Gang in vertikaler und horizontaler Richtung forschen, wobei wir zuerst mit der Untertageuntersuchung beginnen müssen und erst dann auf den in dieser Weise gewonnenen Grundlagen die Laboratoriumsuntersuchungen entfalten.

Mit der Methode der Sukzessionsfeststellung von A. E. Reuß kann ich also nicht übereinstimmen, wenn ich auch sonst seine umfangreiche Arbeit wegen der vielen Daten hochschätze, die sonst für die Wissenschaft nicht gewonnen worden wären.

Den Vergleich mit der Literatur, soweit es möglich war, ihn sehon durchzuführen, stellte ich am Ende der Arbeit dar. Die Literatur über Příbram ist ansonsten sehr umfangreich: J. Kratochvíl (1940) verzeichnet insgesamt 507 Arbeiten und Berichte von mehr als 200 Autoren. Die Gesamtzahl der in Příbramer Erzgängen festgestellten Minerale, einschließlich der sekundären Minerale, übersteigt nach F. Slavík (1927) die Zahl 70.

Zu Beginn der Arbeit führe ich das Kapitel "Definition einiger Termini . . . " an, in dem ich mich bemühe, eine Reihe der in der Arbeit angewandten Begriffe genauest zu definieren. Einige von ihnen führe ich in der Literatur als neue ein, z. B. "Zufuhrperiode", verschiedene Termini im Rahmen der Generationen von Mineralen und ähnliche, wie es die Diskussion der Vorgänge, die sich bei der Evolution des

Adalbert-Hauptganges abspielten, verlangte.

In den weiteren Teilen der Arbeit habe ich mir als Programm gesteckt z. B. die Ergebnisse des Studiums der Steigungsrichtung der erzführenden Lösungen und die Ergebnisse des erzmikroskopischen Studiums darzustellen, weiteres will ich die Spektralanalysen aller Minerale durchführen und sie mit Rücksicht auf die mikroskopischen Ergebnisse diskutieren, durch die quantitativen Methoden die Änderungen der Gehalte einiger Elemente in den Mineralen, systematisch von verschiedenen Teufenniveaus gewonnen, verfolgen, die Frage der Temperaturen der Entstehung von Mineralen studieren u. a.

B. Geologische Übersicht

(Zusammengestellt auf Grund der Literatur, hauptsächlich nach den Arbeiten von R. Kettner)

Die Příbramer Umgebung fällt in den südöstlichen Flügel des Barrandiens, der einen Teil des mittelböhmischen variskischen Bogens vorstellt. Das Gebiet von Barrandien ist einerseits durch Proterozoikum (böhmisches Algonkium) gebildet, andererseits durch das ältere Paläozoikum (Kambrium, Ordovik, Silur und Devon)¹). Die altpaläozoischen Sedimente wurden durch die herzynische (variskische) Zusammenfaltung betroffen, die auch eine neue herzynische Struktur den schon früher gefalteten algonkischen Schichtenkomplexen aufgeprägt hat. Durch die herzynische Faltung wurden die Komplexe des älteren Paläozoikums des Barrandiens in das System der Falten (Synklinalen und Antiklinalen) von der NO—SW-Richtung zusammengesetzt. Von denen ist hier als größter Rest nach den Denudationen eine große komplizierte Synklinale der altpaläozoischen Schichten des Barrandiens erhalten, die sich von Brandeis a. d. Elbe über Prag zu Plzenec bei Pilsen zieht, deren Längsachse zum größten Teil beiläufig in Richtung NO—SW durchläuft.

¹⁾ Im Pribramer Gebiet ist von den angeführten Formationen nur Algonkium und Kambrium vorhanden.

Herzynische gebirgsbildende Vorgänge außer der intensiven Faltung der Schichten gaben die Veranlassung zur Entstehung der verschiedenen Längs-, Quer- und Schiefstörungen und zum heftigen Tiefenvulkanismus.

Mit den engen Beziehungen zwischen den gebirgsbildenden und vulkanischen Vorgängen im Barrandien befaßten sich ausführlich R. Kettner und O. Kodym. In der tektonischen und vulkanischen Evolution unterscheiden sie einige Phasen. Die erste tektonische Phase [Kettners¹),,Phase der Hauptfaltung"] war die intensivste. Im Příbramer Gebiet äußerte sie sich besonders durch mächtige Faltung der Schichten und durch die Entstehung von Längsdislokationen (von der NO—SW-Richtung), nach denen an manchen Stellen die Überschiebung der algonkischen Schichtenfolge eintrat, was sich uns heute im Terrain als Wechsel der algonkischen und kambrischen Zonen äußert. Die bekannteste solche Störung ist im Příbramer Gebiet die sogenannte "Lettenkluft", die durch die Příbramer Gruben heute schon in die Tiefe von fast 1400 m aufgeschlossen ist.

Von den tektonischen Vorgängen, die sich in der jüngeren Zeit als die erste tektonische Phase abspielten, sind für das Příbramer Gebiet am wichtigsten die Bewegungen nach den Querstörungen (durch die der Verlauf der Längsstörungen oft unterbrochen und verschoben ist) und hauptsächlich die Entstehung von nordsüdlichen Spalten.

Soweit es sich um Eruptivgesteine im Příbramer Gebiet handelt, sind die Spilitgesteine²) algonkischen Alters in der II. Schieferzone, it denen sich F. Slavík (1915) befaßte, die ältesten. Die übrigen Eruptiven im Příbramer Gebiet gehören genetisch dem magmatischen Herd des mittelböhmischen Plutons (dem "mittelböhmischen Granitmassiv") an, dessen Eruption gegen Ende der herzynischer Faltung, wahrscheinlich im unteren Karbon, eintrat. Zu den vorgranitischen Differentiaten gehören zahlreiche Diabasgänge, welche die Nordsüdspalten ausfüllen. Die nachgranitischen Ganggesteine sind meistens an das Plutongebiet gebunden.

Mit dem mittelböhmischen Granitmassiv sind genetisch Erzgänge verschiedener Zusammensetzung verbunden: z.B. die Goldquarzgänge, die Gänge der Ag-Pb-Zn-Formation, die Gänge mit Antimonglanz und Bleiglanz, die Eisenerze u.a.

Beachten wir nun näher die Umgebung von Příbram und der benachbarten Bergstadt Březové Hory (Birkenberg), wo die Erzgänge der Formation Ag-Pb-Zn konzentriert sind, von denen der mächtigste und tiefst aufgeschlossene — der Adalbert-Hauptgang — den Gegenstand dieser Studie darstellt.

¹⁾ R. Kettner (1918).
2) "Spilite" nach der ursprünglichen Bezeichnung gegeben von Brongniart (nicht Albitgesteine nach der Auffassung von Dewey und Flett).

Příbram ist nicht mehr als 5 km nordwestlich von der nordwestlichen Grenze des mittelböhmischen Plutons situiert, die bedeutend geradlinig ist und beiläufig in der Richtung NO—SW verläuft. In NW-Richtung von der Granitgrenze (und ungefähr parallellaufend mit ihr) verlaufen und wechseln einigemal die Zonen der algonkischen und kambrischen Gesteine, die von der Granitgrenze bei Háje gerechnet, nach den vorherrschenden Gesteinen benannt wurden: I. Schieferzone, I. Grauwackenzone, II. Schieferzone, II. Grauwackenzone. Die Wiederholung der Schieferzonen (der algonkischen) und der Grauwackenzonen (der kambrischen) ist, wie früher erläutert, tektonisch verursacht.

Die nordwestliche, ziemlich geradlinige Grenze vom Pluton ist als die Linie zu betrachten, nach der das Magma sukzessiv aufstieg (siehe die nähere Begründung in der Arbeit von S to čes 1917 und in der Arbeit von R. Kettner 1937). Der zum Pluton gehörige Quarzdiorit von Bohutín (von B. S to čes 1917 und K. Urban 1937 studient) deient vorze von der Lette bleft.

diert) dringt sogar nach der Lettenkluft ein.

Die Umgebung von Příbram ist von Spaltensystemen verschiedenen Alters und verschiedener Richtung durchsetzt. Die größten Erzgänge der Formation Ag-Pb-Zn sind in der Umgebung von Příbram (im sogenannten Birkenberger Erzrevier) fast ausschließlich an die nordsüdlichen Spalten, ähnlich wie die Diabase, gebunden1). Die Abhängigkeit der Diabase und der Erzgänge von den nordsüdlichen Spalten ist dadurch gegeben, daß eben auf die Spalten dieser Richtung die zerrenden Kräfte wirkten, die aus den "Druckspalten", wie R. Kettner (1918. S. 240) sagt, "Zugspalten" bildeten. Diese nordsüdliche Splitterung der Erdrinde war im Příbramer Gebiet in der Umgebung der großen tektonischen Störungen am stärksten und deshalb häufen sich die Diabas- und Erzgänge am reichlichsten in der Umgebung einer solchen größten Störung an, in der Umgebung der Lettenkluft, welche die I. Grauwackenzone von der II. Schieferzone abteilt. Da die Bedingungen für das Aufreißen bzw. für die Erhaltung der Spalteröffnung viel vorteilhafter in den festen kambrischen Grauwacken als in den algonkischen Schiefern waren, ist die Hauptanhäufung der Diabasund Erzgänge bei der Lettenkluft in der Grauwackenzone und nicht in der Schieferzone. Die nordsüdlichen Spalten laufen hier in Richtung gegen die Tiefe zusammen. Darum nimmt die Anzahl der Diabasgänge in die Tiefe ab und als Ganzes weisen sie eine baumartige Form auf. Dies ist anschaulich besonders aus dem schönen Profil von R. Kettner (1918, 1925)2) merkbar, in dem auch die synklinale Biegung der Schichten, die stratigraphische Folge und die Störung der Schichten durch

¹⁾ Von den oberen Horizonten aus der Nähe der Lettenkluft sind auch Nordwestgänge bekannt (vgl. Pošepný 1895).

²) Dieses Profil, in wesentlich vereinfachter Form, ist auch in der Arbeit von B. Stočes (1934) veröffentlicht.

eine ganze Reihe der Längsdislokationen, älter als Diabas- und Erzgänge, festgehalten ist.

Diabase sowie Erzgänge sind also an die nordsüdliche Spalte gebunden. Zu deren Aufreißen vor der Entstehung der Erzgänge kam es meistenteils an den alten durch Diabase ausgeheilten Stellen. Die Öffnung entstand entweder direkt im Gebiet des Diabasganges oder an dessen Grenze mit dem umliegenden, sedimentären Gestein. Mit diesem für das Birkenberger Erzrevier außerordentlich typischen Prozeß des Neuaufreißens der Spalten befaßte sich hauptsächlich R. K ett ner (1918, 1925) und B. Stočes (1917, 1934). Weniger oft begegnen wir den Fällen, daß der Erzgang durch das alleinige Sedimentgestein außerhalb des Diabasganges verläuft. In solchen Fällen kehrt er oft nach einer bestimmten Entfernung zum Diabasgang zurück.

Daß der an den Gängen konzentrierte Erzadel nicht aus dem Diabas ausgelaugt wurde, nach dessen Spalten die Lösungen aufstiegen, bewies schon F. Pošepný in seinen wissenschaftlich und historisch sehr wertvollen Arbeiten, als er Sandbergers Lateralsekretionstheorie für diesen Typ der Erzgänge widerlegte. Die Zitation von Sandbergers Publikationen, der Studie von A. W. Stelzner und der eigenen Arbeiten, dieses Problem betreffend, führt Pošepný in den Arbeiten vom Jahre 1893 und 1895 an.

Schon von F. Pošepný wurde ebenfalls bewiesen, daß die Příbramer Erzgänge vulkanischen Ursprungs sind. Deren genetische Abhängigkeit vom mittelböhmischen Pluton wurde besonders durch die Arbeiten von A. Hofmann, F. Slavík, R. Kettner, B. Stočes u. a. begründet. Vom mineralogischen Standpunkt trug dazu wesentlich besonders Hofmanns Bestimmung von Stannin, als den Träger von Zinn im Bleiglanz, bei, weiter Slavíks Bestimmung von Zinnstein als mikroskopische Beimischung des "Dürrerzes", seltenes Vorkommen von Scheelit und anderer Minerale.

Die grundlegenden montangeologischen Daten über das Příbramer Gebiet enthält die umfangreiche Studie von F. Pošepný (1895), welche die älteren Arbeiten ausführlich zitiert und gerecht einschätzt.

Mit der Feststellung der Sukzession der Minerale an den Příbramer Gängen befaßte sich hauptsächlich A. E. Reuß (1856, 1863), wie in der "Einleitung" bereits angeführt und kritisiert wurde. Seine bekannte Folge der Příbramer "Gangformationen", die 27 Glieder ("Formationen") zählt, ergänzte mäßig F. Babánek und A. Hofmann, so daß F. Slavík (1927) in seinem übersichtlichen Artikel über Příbram schon 28 Glieder dieser Reihe anführte. Die Arbeiten von A. E. Reuß (1856, 1863), F. Babánek (1864, 1871, 1872, 1875), A. Hofmann (1903, 1906), A. Hofmann und F. Slavík (1910), J. Sekanina (1937) u. a. enthalten viele wertvolle Daten. Die Ergebnisse dieser Arbeiten sowie auch einige Ergebnisse der Studien von F. Pošepný, R. Kettner, B. Stočes u. a. werden nach und nach

beim Vergleichen mit den Schlußfolgerungen zitiert, zu denen ich in den einzelnen Teilen der Studie von Adalbert-Hauptgang gelangen werde. Dies betrifft z. B. die Frage der Verbreitung der Minerale am Gang mit Bezug auf die Lettenkluft, die F. Babánek und F. Pošepný diskutierte, weiter den Mechanismus des Neuaufreißens der Spalten bei der Bildung des Erzganges, kurz von R. Kettner und B. Stočes beschrieben, die von A. E. Reuß festgestellte Ausscheidungsfolge der Minerale, die Ansicht über den primären Teufenunterschied, von A. Hofmann und F. Slavík vertreten, sowie Kettners Einwendungen, die Frage der Bildung von Dürrerzen und ähnliche. Einige Vergleiche führe ich schon am Ende dieses ersten Teiles der Arbeit an.

C. Definition einiger Termini und allgemeine Schlußfolgerungen aus dem Studium des Adalbert-Hauptganges

Ein Mineral kann, wie bekannt, aus der Lösung entweder direkt auskristallisieren oder es kommt zuerst zur Ablagerung des Gels, welches der Kristallisation unterliegt. Diese zwei Möglichkeiten der Entstehung zu unterscheiden ist meistenteils mit Sicherheit erst mikroskopisch durchführbar.

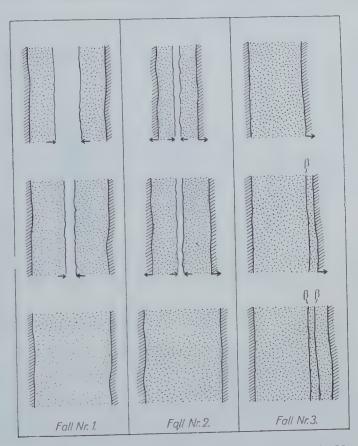
Die Zeitdauer, während der die Ausscheidung einer Generation eines Minerals eintrat (entweder durch die Ablagerung in Form von Gel oder durch direkte Kristallisation aus der Lösung), werden wir bei der Diskussion der Makrotexturen als Ausscheidungsintervall bezeichnen.

Unter der Benennung Sukzession (der Minerale) werden wir die Ausscheidungsfolge der Minerale verstehen und werden sie ihrer Kürze wegen häufig anstatt dieser längeren Bezeichnung anwenden.

Vor dem Definieren der Begriffe Generation und Zufuhrperiode ist vor allem notwendig, einige Bildungsarten der Gangausfüllungen zu erklären, die man hauptsächlich bei der Diskussion der Evolution des Adalbert-Hauptganges in Erwägung ziehen muß. Der Einfachheit halber nehmen wir an, daß nur ein Mineral ausgeschieden wird:

- 1. Ausscheidung des Minerals ohne gleichzeitiges Öffnen der Spalte (Abb. 1, Fall Nr. 1). Die Spalte füllt sich sukzessiv ununterbrochen mit dem ausscheidenden Mineral. In der Mitte der Spalte können, müssen aber nicht, Reste des ursprünglichen freien Spaltraumes in Form von Hohlräumen verbleiben. Die Pfeile bezeichnen die Richtung des sukzessiven Ausfüllens der Spalte.
- 2. Ausscheidung der Minerale unter gleichzeitigem Öffnen der Spalte (Abb. 1, Fall Nr. 2). Die Spalte öffnet sich allmählich ununterbrochen (siehe die Pfeilrichtungen) und aus der eindringenden Lösung scheidet sich sukzessiv in Richtung von den Wänden das Mineral aus (siehe die Pfeilrichtungen).

3. Ausscheidung des Minerals mit dem unterbrochenen, einbahnigen Öffnen der Spalte, das immer nach dem vorhergehenden vollständigen Ausfüllen der Spalte erfolgt (Abb. 1, Fall Nr. 3). Bei diesem Vorgang



Ausscheiden des Minerals ohne gleichzeitiges Öffnen der Spalte. Ausscheiden des Minerals unter gleichzeitigem Öffnen der Spalte. Ausscheiden des Minerals mit dem unterbrochenen einbahnigenÖffnen der Spalte, das immer nach der vorhergehenden vollständigen Ausfüllung der Spalte folgte.

Abb. 1. Drei Entstehungsarten der Gangausfüllungen, die man bei der Diskussion der Evolution des Adalbert-Hauptganges in Erwägung ziehen muß.

kommt es zum Unterbrechen im Öffnen der Spalte, währenddessen immer das Ausfüllen der Spalte eintritt. Das Schema (Abb. 1, Fall Nr. 3) wurde auf Grund direkt beobachteter und eingezeichneter Details des Adalbert-Hauptganges zusammengestellt (vgl. besonders Abb. 8, 22

u. a). In der neu geöffneten Spalte scheidet sich entweder dasselbe Mineral (evtl. Assoziation der Minerale) wie bei der Entstehung relativ älterer Ausfüllung aus oder es wird ein anderes Mineral ausgeschieden (evtl. eine andere Assoziation der Minerale).

Beim Studium der Makrotexturen unterscheide ich diese Grenz-

arten:

- α-Grenzen sind Grenzen der Bänder (verschiedener Mineralzusammensetzung), die sich nach und nach in derselben Spalte im Laufe derselben Zufuhrperiode ausschieden (vgl. die weiter angeführte Definition der Zufuhrperiode) oder während verschiedener Zufuhrperioden, soweit die Spalte nicht vollständig mit Produkten vorangehender Zufuhrperiode ausgefüllt wurde. Beispiel der ersten Möglichkeit: nach dem Ausscheiden des Dürrerzes folgte unmittelbar an einigen Stellen des Adalbert-Hauptganges das Ausscheiden von Eisenspat während derselben Zufuhrperiode. Beispiel der zweiten Möglichkeit: Kalzit gehört inmitten der Eisenspatausfüllungen einer neuen Zufuhrperiode an.
- β -Grenzen sind tektonische Grenzen jüngerer Ausfüllung (die sich in der neu geöffneten Spalte ausschied) gegenüber der zufuhrmäßig älteren Ausfüllung (Abb. 1, Fall Nr. 3). Ebenfalls die Grenzen der quer durchbrechenden Äderchen, soweit diese die Spaltausfüllung vorstellen, sind β -Grenzen. Es handelt sich hier daher durchwegs um tektonische Grenzen.
- γ -Grenzen sind Grenzen metasomatischer Gänge und Äderchen (evtl. auch anderer metasomatischer Gebilde) gegenüber den Bestandteilen älterer Ausfüllung.

Das Unterscheiden und Bezeichnen dieser einzelnen Arten der Grenzen ist zweckmäßig, wie z.B. aus den Abbildungen 8, 9, 24 und der betreffenden Erklärung ersichtlich ist.

Beim Studium der Makrotexturen des Adalbert-Hauptganges zeigte es sich als notwendig, einige Arten der Generationen zu unterscheiden. Deren genetische und morphologische Unterschiedlichkeit erklären wir an den Beispielen:

Einfache Generation 1)

Fall Nr.1 (Abb. 2):

Die Seitenbänder sind monomineralisch, nur durch das Mineral A gebildet. Nach ihm als relativ jüngerer Bestandteil schied sich in der Mitte der Spalte das Mineral B aus. Die Seitenbänder des A-Minerals, sowie das Zentralband des B-Minerals sind durch die kleine Spalte durchbrochen, in der sich wiederum das A-Mineral ausschied. Es handelt sich hier um zwei einfache Generationen des Minerals A und um eine einfache Generation des Minerals B.

Fall Nr. 2 (Abb. 2):

¹⁾ Kann einfach als Generation bezeichnet werden.

Das A-Mineral bildet einerseits die Monomineral-Seitenbänder, andererseits die Kristalle in den Hohlräumen des B-Minerals inmitten des Ganges. Da die Berührung zwischen den Seitenbändern und dem Zentralband α -Gienzen darstellt, ergibt sich, daß das B-Mineral jünger ist als die Seitenbänder und daß es sich daher um zwei einfache Generationen des A-Minerals handelt: die Seitenbänder gehören der ersten einfachen Generation und die Kristalle in den Hohlräumen der zweiten einfachen Generation des A-Minerals an.

Fall Nr. 3 (Abb. 2):

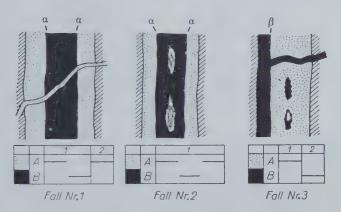


Abb. 2. Drei Fälle der einfachen Generation.

Das B-Mineral setzt das Band bei einer Seite der Ausfüllung, die durch das A-Mineral gebildet wurde, zusammen und ist von ihm durch die tektonische β -Grenze abgeteilt. Gleichfalls füllt das Mineral B die Hohlräume im A-Mineral aus. Die B-Seitenausfüllung ist jünger als die A-Ausfüllung (siehe das Durchdringen, das auf der Abbildung merkbar ist). Dies deutet an, daß der Teil des B-Minerals, welcher in den Hohlräumen des A-Minerals vorhanden ist, sich zur selben Zeit aus den Lösungen, die in die Hohlräume eindrangen, ausschied, als ein Teil des B-Minerals, das die Seitenausfüllung bildet. Es handelt sich hier also nur um eine einfache Generation des B-Minerals.

Rhythmische Generation

In der Gangausfüllung beobachten wir manchmal das rhythmische Wechseln zusammenhängender oder unzusammenhängender Streifen der Mineralien A und B, die sich mit den Grenzen α berühren (Abb. 3 u. 4). Ein solches, oft mehrfaches, rhythmisches Wechseln der Mineralien kann durch zwei Möglichkeiten bedingt werden: 1. durch wechselndes, sukzessives Ausscheiden zweier Komponenten in der Richtung von den Wänden der Spalte, 2. durch gleichzeitiges Ausscheiden der Streifen

des Minerals B z. B. in der Gelmasse, aus welcher das Mineral A entstand¹).

Handelt es sich um die erste Art der Entstehung, müßten wir

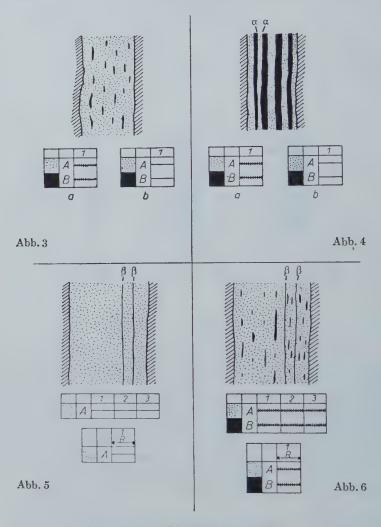


Abb. 3 und 4. Rhythmische Generation.

Abb. 5. Repetitionsgeneration.

Abb. 6. Rhythmische Repetitionsgeneration.

bei strenger Auffassung des Terminus Generation eine größere Anzahl von Generationen bei jedem Mineral unterscheiden.

¹⁾ In den Texturen, wo eine Komponente im Rahmen der wechselnden Bänder der Mineralien A und B später selektiv durch das Mineral C verdrängt wurde, dürfen wir allerdings nicht vom Mineral C sprechen, daß es eine "rhythmische Generation" bildet!

Wenn wir dem Terminus "rhythmische Generation" eine genetische Bedeutung zuschreiben würden, müßten wir ihn nur auf die Fälle, welche dieser ersten Möglichkeit der Entstehung entsprechen, beschränken. Für Texturen, welche auf die zweite oben angeführte Art entstanden, müßten wir eine andere Benennung wählen. Da wir bei der Untersuchung (besonders bei der mikroskopischen) auch Fällen begegnen, bei denen es uns nicht gelingt, zu unterscheiden, auf welche der beiden angeführten Arten sie entstanden, erachte ich für angebracht, den Terminus "rhythmische Generation" nur vom morphologischen Standpunkt aufzufassen und ihn auch für Texturen, die auf die zweite Art entstanden, anzuwenden (in diesem Fall unterbrechen wir dann nicht quer die Linien, welche den Ausscheidungsintervallen beider Mineralien im Diagramm entsprechen — siehe Diagramm "b" in Abb. 3 u. 4).

Repetitionsgeneration

Manchmal beobachten wir zwei oder mehrere parallellaufende Bänder desselben Minerals, die sich mit den β -Grenzen berühren (Abb. 5). In manchen Fällen in unweiter Umgebung haben wir eine mehrfach breitere Ausfüllung desselben Minerals, die gänzlich zusammenhängend ist und nicht aus mehreren Ausfüllungen besteht. Dies deutet an, daß es an einigen Stellen zur Unterbrechung in dem Ausscheiden des Minerals infolge des unterbrochenen Öffnens der Spalte kam, während sich an anderen Stellen dasselbe Mineral in derselben Zeit zusammenhängend in der Spalte ausscheiden konnte, die entweder genügend geöffnet war oder sich laufend weiter öffnete.

Finden wir jedoch manchmal nicht solche Relationen zu nahen Stellen in demselben Horizont der Lagerstätte, besteht die Möglichkeit, daß ähnliche Relationen in der vertikalen Richtung existieren (unterbrochenes Öffnen der Spalte in bestimmter Tiefe, während in einer anderen Teufe die Spalte in derselben Zeit beim Ausscheiden desselben

Minerals weiter geöffnet war).

Die Anzahl der Bänder, die durch Zeitpausen abgeteilte Ausfüllungen vorstellen, kann sich von Stelle zu Stelle infolge tektonischer Verhältnisse ändern. Ich erachte es für notwendig, nach der Anzahl der Bänder in diesem Falle auch die Anzahl der Generationen bei der Diskussion einzelner Details des Ganges zu unterscheiden (siehe das obere Diagramm "a" der Sukzession bei Abb. 5). Dies ist wichtig, denn jedes Band, das vom benachbarten Band durch die β -Grenze abgeteilt ist, bedeutet das Ausscheiden aus den in die gegebene Stelle (evtl. Gebiet) neu eingedrungenen Lösungen, und im Laufe der sukzessiven Bildung neuer Bänder kann sich allmählich auch die Zusammensetzung des gegebenen Minerals ändern.

Da sich jedoch die Anzahl der Bänder von Stelle zu Stelle ändern kann und in den nahen Stellen, wie oben erklärt, sich dasselbe Mineral zusammenhängend ausscheiden kann, halte ich für angebracht, daß im Diagramm, welches die Sukzession für den ganzen Erzgang oder dessen bestimmtes ganzes Gebiet darstellt (z. B. einen Teufenhorizont u. ähnl.), sich diese Generationen in eine einzige Generation verbanden, die als Repetitionsgeneration bezeichnet wird. In den Diagrammen kann man sie mit "R" und deren Dauer durch beiderseitigen Pfeil im oberen Teil der Tabelle im Gebiet oberhalb der Linie des Ausscheidungsintervalls beim betreffenden Mineral einzeichnen (siehe Abb. 5, unteres Diagramm).

Ein wesentlicher Unterschied zwischen der Repetitionsgeneration und der rhythmischen Generation liegt darin, daß die Repetitionsgeneration die Bildung desselben Minerals im Laufe einiger Zufuhrperioden darstellt, wogegen die rhythmische Generation das unterbrochene, rhythmische Ausscheiden während derselben Zufuhrperiode bedeutet.

Es ist allerdings wichtig zu betonen, wenn es sich um die Repetitionsgeneration handeln sollte, daß sich nach einer Zeitpause, während der es zum Ausscheiden der Minerale nicht kam (infolge der vollständigen Ausfüllung der Spalte), entweder immer nur dasselbe Mineral selbständig oder in derselben Mineralassoziation, die dieselbe Sukzession aufweist, ausscheiden muß.

Wenn sich z. B. in der ersten Zufuhrperiode die Assoziation der Minerale A, B, C, in der zweiten die Assoziation der Minerale B, D, E, in der dritten die Minerale A, B, F, G ausscheiden würden, könnte man weder im Falle des Minerals B noch des Minerals A von der Repetitionsgeneration sprechen, sondern von drei Generationen des Minerals B und von zwei Generationen des Minerals A.

Ein konkretes Beispiel der Repetitionsgeneration stellt die Abb. 22 dar.

Auf Grund der angeführten Erklärungen einzelner Arten der Generationen¹) versuchte ich für diese auch Definitionen zusammenzustellen:

Einfache Generation ist die Masse eines Minerals als das Produkt dessen ununterbrochenen Ausscheidens (z. B. aus der Lösung) während eines Teiles oder einer ganzen²) Zufuhrperiode.

Rhythmische Generation ist die Masse eines Minerals, die rhythmisch in Form zusammenhängender oder unzusammenhängender Bänder mit der Masse eines anderen Minerals³) wechselt, das derselben Zufuhrperiode angehört.

¹⁾ Ich mache auf die Arbeiten D. P. Grigorjews (1949) und A. G. Betechtins (1949) aufmerksam, die besonders speziell den Generationen der Mineralien gewidmet sind. Die Anwendung der Definition D. P. Grigorjews führt zum gleichen diagrammatischen Ausdrücken der Generation wie im Fall meiner "einfachen Generation".

²) Während der ganzen Zufuhrperiode dann, wenn sich in der Zufuhrperiode nur ein einziges Mineral ausschied.

³⁾ Das gleichzeitig auch eine rhythmische Generation bildet.

Repetitions generation ist die Masse eines Minerals als das Produkt dessen sich wiederholenden Ausscheidens im Laufe einiger nacheinanderfolgenden Zufuhrperioden, während deren sich immer nur dieses eine Mineral oder dieselbe Assoziation der Minerale ausschied. welche dieselbe Ausscheidungsfolge aufwies.

Repetitions-rhythmische Generation (Abb. 6) ist die Masse eines Minerals als das Produkt wiederholenden Ausscheidens seiner rhythmischen Generation in einigen nacheinanderfolgenden Zufuhrperioden.

Zufuhrperiode:

Bestimmte Partien bzw. ganze Erzgänge sind meistenteils durch Produkte mehrerer Zufuhrperioden gebildet. Führen wir einige Beispiele an, wie sich die Zufuhrperioden in der Gangausfüllung beim Studium der Makrotexturen äußern können. Es werden die Fälle diskutiert, welche beim Studium des Adalbert-Hauptganges berücksichtigt werden könnten.

Fall Nr. 1:

In der Spalte schieden sich zuerst die Minerale aus der Lösung aus, die in die Spalte sukzessiv eindrang, und sie füllten die Spalte vollständig aus. Alle Mineralbestandteile dieser Ausfüllung gehören also der I. Zufuhrperiode an. Bei der Grenze mit dem Gestein kam es bei einer Seite des Ganges zu den tektonischen Bewegungen, die Spalte öffnete sich hier und in diesen Raum drangen neue Lösungen, aus denen sich die Ausfüllung ausschied, die mit der vorhergehenden Ausfüllung dieselbe oder von ihr abweichende Mineralzusammensetzung aufweist. In diesen beiden Fällen handelt es sich um Produkte der II. Zufuhrperiode. Im Adalbert-Hauptgang entsprechen diesem Fall z. B. Detaile (Abb. 8, 12, 22).

Fall Nr. 2:

Die Gangausfüllung unterlag einer Zermalmung, die zweifellos mit dem Öffnen der Spalte verbunden war. In die neuen Räume drangen die Lösungen ein und schieden Produkte der neuen Zufuhrperiode aus. Im Adalbert-Hauptgang entsprechen diesem Fall Details Abb. 40, 41.

Fall Nr. 3:

Die Minerale der neuen Zufuhrperiode schieden sich in den Spalten, welche die Produkte der älteren Zufuhrperioden quer durchbrachen, aus. Aus dem Adalbert-Hauptgang halten wir solche Fälle z. B. in Abb. 28, 33 fest.

Fall Nr. 4:

Aus den Lösungen älterer Zufuhrperiode schieden sich nicht so viel Mineralstoffe aus, um die Spalte mit diesen gänzlich auszufüllen. In die nicht ausgefüllten Räume stiegen nach bestimmter Zeit neue Lösungen auf und schieden wiederum Minerale aus, die jedoch bereits einer neuen Zufuhrperiode angehören. Jedoch auch die Minerale dieser 18

jüngeren Zufuhrperiode mußten nicht immer die freien Räume in der

Spalte vollständig ergänzen.

Die Produkte beider Zufuhrperioden berühren sich mit den α -Grenzen, und es ist daher oft schwer, vom morphologischen Standpunkt zu entscheiden, ob es sich um eine Ausscheidungsfolge verschiedener Bestandteile aus den Lösungen einer Zufuhrperiode handelt oder ob sich im gegebenen Fall mehrere Zufuhrperioden geltend machten.

Manchmal kann man Hilfskriterien zur Lösung einer solchen Frage finden. Zum Beispiel im Fall Nr. 3 (Abb. 2) besteht die Wahrscheinlichkeit, daß das B-Mineral, vorhanden in den Hohlräumen des A-Minerals (und ihm gegenüber durch die Grenzen α begrenzt), der jüngeren Zufuhrperiode angehört, denn es bildet auch das seitliche, bedeutend jüngere Band in dem linken Teil der Gangausfüllung, das gegenüber dem A-Mineral durch die Grenze β begrenzt ist.

Die diagrammatische Darstellung der Zufuhrperioden bei der Zusammensetzung von Tabellen der Sukzession für die einzelnen Detaile des Ganges bzw. für die Gangquerschnitte ist eindeutig und verursacht

keine Schwierigkeiten¹).

Wollen wir jedoch die Zufuhrperioden bei der Zusammensetzung der Sukzession für ein bestimmtes ganzes Gebiet des Ganges därstellen (z.B. für einen Teufenhorizont oder den ganzen Gang), begegnen wir einigen Problemen, die man lösen muß; bei der bisherigen Untersuchung des Adalbert-Hauptganges stieß ich auf folgende Probleme:

- 1. Alle Zufuhrperioden, die an einer bestimmten Stelle ermittelt worden sind, müssen nicht an einer anderen Stelle desselben Erzganges vorhanden sein. Bei der Zusammenfassung der Sukzessionen, festgestellt für die Gangdetails aus verschiedenen Stellen, bezeichnen wir im Gesamtdiagramm der Sukzession die maximale Anzahl der Zufuhrperioden, die sich durch Mineralzusammensetzung voneinander unterscheiden. Im Text vermerken wir, welche Zufuhrperiode in welchen Gebieten fehlte.
- 2. Das Produkt der jüngeren Zufuhrperiode ist manchmal dasselbe Mineral oder dieselbe Assoziation der Minerale wie in der vorangehenden Zufuhrperiode. In einem solchen Fall handelt es sich um die Repetitions-Zufuhrperiode. Eine solche Wiederholung kann mehrfach sein, ähnlich wie beim Fall der Repetitionsgenerationen der Minerale, welche die Produkte der Repetitionszufuhrperioden darstellen. Weiter gilt von den Repetitionszufuhrperioden das gleiche, was bei der Repetitionsgeneration erklärt wurde (siehe vorangehenden Text).

Wenn es sich um die Repetitionszufuhrperiode handelt, unterscheiden wir deren einzelne einfache Bestandteile (sich wiederholende Zufuhrperioden) nur im Diagramm der Sukzession, welches für das gegebene Detail des Ganges gilt; im Diagramm, das die Sukzession

¹⁾ Soweit es uns gelang, die Zufuhrperioden an gegebener Stelle mit Sicherheit zu unterscheiden.

für ein größeres Gebiet des Erzganges oder für den Erzgang als Ganzes ausdrückt, gehen wir diagrammatisch ähnlich wie bei der Darstellung der Repetitionsgeneration vor; wir fassen also die sich wiederholenden gleichen Zufuhrperioden in eine zusammen und bezeichnen sie als "Repetitionszufuhrperiode".

3. Während an einer Stelle des Ganges sich die wenig geöffnete Spalte nur mit dem A-Mineral ausfüllte (bzw. durch Assoziation der Minerale), folgte an einer anderen Stelle in einer relativ breiteren Spalte im Laufe derselben Zufuhrperiode nach der Ausscheidung des A-Minerals noch das Ausscheiden des B-Minerals.

Es ist möglich, daß im Adalbert-Hauptgang dem ersten Fall schmale Gänge des alleinigen Dürrerzes entsprechen und dem zweiten Fall mächtigere Gänge mit Dürrerz an den Seiten und mit Eisenspat in der Mitte.

4. Theoretisch ist auch folgender Fall möglich: während sich an einer Stelle in der breiteren Spalte nach dem A-Mineral (oder nach der Assoziation der Minerale) im Laufe derselben Zufuhrperiode das B-Mineral sukzessiv ausschied, trat an der zweiten Stelle nach völliger Ausfüllung der engeren Spalte durch das alleinige A-Mineral nach bestimmter Zeit die Neueröffnung der Spalte ein und es begann sich das B-Mineral, vielleicht bei den Seiten des Ganges mit dem Gestein, auszuscheiden. Da die Neueröffnung der Spalte und das Ausscheiden des B-Minerals hier noch in der Zeit eintrat, wo an der vorangehenden Stelle sich das B-Mineral ausschied, handelt es sich um den Fall, wo einer Zufuhrperiode zwei Zufuhrperioden an einer anderen Stelle des Ganges entsprechen.

Es besteht die Möglichkeit, daß im Adalbert-Hauptgang der Zeit der zusammenhängenden Bildung der symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen einerseits einige schmale Gänge des alleinigen Dürrerzes und andererseits einige schmale Bänder des alleinigen Eisenspates entsprechen, die sich als selbständige Zufuhrperioden äußern.

Aus dem oben Erwähnten ist ersichtlich, daß das Ausscheiden oder Nichtausscheiden der Minerale unter anderem von der Eröffnung bzw. von dem Wiederöffnen der Spalte abhängig ist, was sich von Stelle zu Stelle verschieden stark geltend machen kann. Es wäre daher nicht hinreichend, die Zeitabschnitte der geochemischen Evolution des Ganges nur mittels der Zufuhrperioden abzugrenzen.

Die Evolution des Erzganges als Ganzes können wir in der Regel in einige nacheinanderfolgende Zeitabschnitte zerlegen, die man durch das Herrschen verschiedener physikalisch-chemischen Bedingungen und durch bestimmte Zusammensetzung der Lösungen charakterisieren könnte, aus denen die Minerale entstanden. Für diese Zeitabschnitte werde ich die Benennung Evolutionsstadien anwenden.

Die Grenzen der Evolutionsstadien können, aber müssen sich nicht immer mit den Grenzen der Zufuhrperioden decken. Dic Anzahl der Evo-

lutionsstadien kann, muß jedoch nicht der Anzahl verschiedener Zufuhr-

perioden entsprechen.

Die chemische Zusammensetzung der aus der Tiefe kommenden Lösungen sowie die physikalisch-chemischen Bedingungen, die bei dem Ausscheiden der Minerale herrschen, ändern sich im Laufe der Zeit. Wenn die Spalte genügend weit geöffnet ist oder wenn sie sich laufend genügend öffnet, kann sich eine solche Änderung dadurch äußern, daß sich ein bestimmtes Mineral bzw. eine bestimmte Assoziation der Minerale auszuscheiden aufhört und daß sich nach ihr ein anderes Mineral (bzw. eine andere Assoziation der Minerale) während derselben Zufuhrperiode auszuscheiden beginnt. Sollte diese jüngere Assoziation der Minerale einen solchen Charakter haben, daß deren Bildung eine besonders merkbare Änderung in der Zusammensetzung der Lösung oder merkbare Änderung einiger physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Entstehung des Erzganges bedeutet, kann der Anfang des Evolutionsstadiums in die Zeitdauer der betreffenden Zufuhrperiode gesetzt werden.

Meistens begegnen wir jedoch den Fällen, daß eine deutliche Änderung in der Mineralzusammensetzung, die der merkbaren Änderung in der Zusammensetzung der Lösungen oder wenigstens der Änderung einiger physikalisch-chemischen Bedingungen entspricht, eben mit einer der Zufuhrperioden eintritt. Anders gesagt, Anfang und Ende der Evolutionsstadien stimmt meistens mit den Grenzen der Zufuhrperioden überein. Dies ist eine sehr wichtige Erscheinung, bedingt durch die genetische Relation zwischen dem tektonischen Aufschließen der Spalten und der Änderung der physikalisch-chemischen Bedingungen bzw. des Chemismus der aufsteigenden Lösungen.

In manchen Fällen können also die Zufuhrperioden (nach der Zusammenfassung gleicher Zufuhrperioden in die Repetitionszufuhrperioden) als Evolutionsstadien gewählt werden, andermal muß sich jedoch nicht die Zeitdauer der Evolutionsstadien genau mit den Zufuhrperioden decken. Dabei kann ein Evolutionsstadium auch einige Zufuhr-

perioden einschließen.

Aus der bisherigen Untersuchung des Adalbert-Hauptganges kann man noch vorläufig anführen, daß hier wahrscheinlich als wichtig auch das zu betrachten ist, ob das Wiederöffnen der Spalte bald nach dem vorangehenden Ausfüllen oder vielleicht erst nach Ablauf einer langen Zeit eintrat. Es ist nicht ausgeschlossen, daß eine längere Zeit nach dem letzten Ausfüllen der Spalten zu deren weiteren Wiederöffnen eine merkbare Änderung der physikalisch-chemischen Bedingungen in der Teufe ermöglichen konnte und daß die sodann neu aufsteigenden Lösungen einen wesentlich abweichenden Chemismus aufwiesen, als sie ihn hätten, wenn deren Aufsteigen durch die Ausfüllung der Spalten nicht unterbrochen wäre.

Es verbleibt nun noch zu versuchen, die Formulierung der Definition der Zufuhrperiode und des Evolutionsstadiums festzustellen:

"Die Zufuhrperiode stellt die Ausscheidungsdauer der Minerale dar, welchen die ununterbrochene Stoffzufuhr gemeinsam ist, z. B. im studierten Gebiet des Erzganges."

"Das Evolutionsstadium ist der Zeitabschnitt der geochemischen Evolution des Erzganges, der durch das Herrschen bestimmter physikalisch chemischer Bedingungen und durch einen bestimmten Chemismus der Lösungen, aus denen die Minerale entstanden, charakterisiert wird."

Während ich die Zufuhrperiode ganz eindeutig begrenze, lasse ich in der Begrenzung des Evolutionsstadiums eine gewisse Freiheit, denn die geochemische Evolution des Erzganges mußte nicht immer in den voneinander scharf getrennten oder besonders voneinander deutlich abweichenden Zeitabschnitten verlaufen. In solchen Fällen hängt es vom Autor ab, wie er die Längen der Dauer der Evolutionsstadien begrenzt. Das Beispiel der Begrenzung der Evolutionsstadien nach der vorangehenden Feststellung der Zufuhrperioden geht aus der Diskussion des Adalbert-Hauptganges hervor.

Bei der Beschreibung der Entstehung der Erzlagerstätten begegnen wir in der Literatur besonders dem Terminus Phase (z. B. W. Lindgren 1933), Mineralisationsphase (A. G. Betechtin 1949) oder Stufe (stage; z. B. A. B. Edwards 1947), mit denen die Zeitabschnitte der Evolution, z. B. des Erzganges, bezeichnet sind. Diese Begriffe entsprechen nicht der Definition der "Zufuhrperiode"; ich vermute, daß sie jedoch der vorgelegten Erklärung von "Evolutionsstadium" nahestehen. Da in den Arbeiten, wo der Terminus "Phase" oder "Stufe" angewandt wird, in der Regel keine genaue Erläuterung dieser Begriffe sowie keine Verweisung auf deren genaue Definition gegeben ist, wandte ich keinen dieser zwei Termine anstatt der Benennung Evolutionsstadium an, damit es in der Literatur nicht zur Verwechslung dieser Begriffe käme. Die Anwendung des Terminus "Phase" für die Zeitabschnitte der Evolution des Erzganges halte ich nicht für glücklich wegen seiner Anwendung in der physikalischen Chemie in einem anderen Sinn und mit Rücksicht darauf, daß er häufig zur Bezeichnung höherer Ganzen, z. B. hydrothermale Phase, pegmatitische Phase u. ähnl. angewandt wird.

In den früheren Arbeiten wandte ich (J. Kutina 1950, 1954) sowie auch J. H. Bernard (1953) die Benennung "Kristallisationsperiode" an. Diese Einheiten entsprechen in der neu vorgelegten Terminologie den Evolutionsstadien, und deren Grenzen

sind meistens die Grenzen der Zufuhrperioden.

Die Zufuhrperioden und die Evolutionsstadien darf man in keinem Fall mit A. E. Fersmans "Geophasen" vertauschen (1934), die in seinen Diagrammen ebenfalls durch senkrechte Linien getrennt sind, aber die mit den Buchstaben A, B, C usw. bezeichnet sind, wobei jede Geophase das Ausscheiden der Minerale in den Grenzen der von

Fersman definierten bestimmten Temperaturen bedeutet. Die Geophase, die mit einem bestimmten Buchstaben (z. B. "B") bezeichnet wird, ist in allen Fersman-Diagrammen direkt vergleichbar. Zum Unterschied davon die Zufuhrperiode oder das Evolutionsstadium mit einer bestimmten Zahl in einem unseren Diagramm bezeichnet, ist nicht mit der Zufuhrperiode oder mit dem Evolutionsstadium derselben Zahlenbezeichnung, aber eines anderen Diagramms direkt vergleichbar, da es sich hier nur um eine Ordnungsnumerierung handelt.

Das diagrammatische Ausdrücken des relativen Alters der Minerale (älteres, jüngeres Mineral, Überdecken der Ausscheidungsintervalle) ist im Grunde dasselbe, das E. S. Bastin mit den Mitautoren anwandte (1931). In den folgenden Teilen vorliegender Arbeit wird jedoch durch die Linienstärke die relative Menge der Minerale bezeichnet.

Die Termini Struktur und Textur pflegen auch bei der Beschreibung der Erze bei verschiedenen Autoren oft verschiedentlich aufgefaßt zu sein (siehe z. B. die Unterschiede zwischen der Auffassung von E. S. Bastin 1950, A. G. Betechtin 1934 und 1937, A. B. Edwards 1947, H. Schneiderhöhn 1952, G. M. Schwartz 1951). In Übereinstimmung mit H. Schneiderhöhn wird angenommen, daß sich die Struktur, auf Formentwicklung, Größe und gegenseitige Abgrenzung der Gemengteile" bezieht, wogegen die Textur, die räumliche Anordnung und Verteilung der Gemengteile und ihre Raumerfüllung betrifft". Strukturen und Texturen, allgemein gesagt, sind manchmal makroskopisch sowie mikroskopisch merkbar und je nachdem werden wir in Übereinstimmung mit manchen Autoren einerseits Makrostrukturen und Mikrostrukturen1), andererseits Makrotexturen und Mikrotexturen scheiden. Infolgedessen müssen wir nicht die Termine Kleingefüge und Großgefüge anwenden (Schneiderhöhn 1952), welche Spezifikationen des Begriffes Gefüge sind, der in sich nach Schneiderhöhn die Begriffe Struktur sowie Textur einschließt.

Die Definitionen der weiteren Termine werden im Bedarfsfalle am Anfang jedes weiteren Teiles der Arbeit dargelegt.

D. Übersicht der vorhandenen Minerale

Minerale, die man makroskopisch als Bestandteile des Adalbert-Hauptganges an der 38. und 39. Sohle verfolgen kann, sind hauptsächlich:

¹⁾ Der Kürze wegen werden wir außer den Überschriften der Kapitel oft einfach Struktur oder Textur schreiben, soweit es die Erklärung nicht stören wird.

Sulfidische Bestandteile: Bleiglanz

Zinkblende

Pyrit Arsenkies

Kupferkies

Sulfoantimonide hauptsächlich von Blei und Kupfer (Boulangerit, Tetraedrit,

Bournonit u. a.)

Oxydische Bestandteile:

Quarz Eisenspat Kalzit Ankerit Dolomit (?)

Quarz ist einerseits als Hauptbestandteil des sogenannten "Dürrerzes", andererseits als selbständige sehr reine, weiße, meistenteils grobkörnige Masse vorhanden. Die Benennung "Dürrerz" ("krušek") ist in Příbram sowie in der betreffenden Literatur sehr eingelebt. Der bergmännische Ausdruck "Dürrerz" wurde nach der Angabe A. Hofmann und F. Slavík (1910) zum erstenmal in der Literatur 1887 angewandt. In den tschechisch geschriebenen Arbeiten umschrieb A. Hofmann und F. Slavík diesen Ausdruck als "erzhaltiger Quarz", später wandte F. Slavík (1927), ebenso wie vor ihm schon R. Kettner (1918) die Benennung "krušek" ("Dürrerz") an. Dürrerz1) bedeutet feinkörnigen Quarz, mit den größtenteils sehr dicht eingestreuten Erzmineralien (an der 38. und 39. Sohle meistens mit Sulfoantimonid von Pb, Bleiglanz u. a.), die ihm eine dunkelgraue Farbe verleihen. Mit der sich verringernden Menge der eingestreuten Erzmineralien wird es sukzessiv heller. Es enthält auch mehr oder weniger Eisenspat, Pyrit, und andere Minerale.

Von den vorher erwähnten sulfidischen Bestandteilen sind an dem 38. und 39. Laufe am wenigsten häufig die Kupfererze. Arsenkies ist auch makroskopisch wenig vertreten, ist jedoch mikroskopisch im Dürrerz häufig verbreitet.

Von oxydischen Bestandteilen sind Quarz und Eisenspat die häufigsten. An manchen Stellen befindet sich in großen Mengen Kalzit, im allgemeinen ist Kalzit weniger als Quarz und als Eisenspat vorhanden. Ankerit ist in vielfach kleinerer Menge als Kalzit vorhanden und das besonders an der 38. Sohle, wo er nur lokal begrenzt ist (stellenweise in Nordstrecke).

¹⁾ Bei der Diskussion und beim diagrammatischen Ausdrücken der Sukzession halte ich in dieser Arbeit "Dürrerz" für eine Einheit, da sich dieses beim makroskopischen Studium der Sukzession als eine Einheit verhält.

E. Beschreibung der Makrotexturen und deren genetische Diskussion1)

1. Symmetrische Bandtexturen mit Dürrerz an den Seiten und mit Eisenspat in der Mitte

Als eine der typischsten Texturerscheinungen für den Adalbert-Hauptgang im Gebiet des 38. und 39. Laufes halte ich die symmetrische Ausfüllung mit Dürrerz an den Seiten und mit Eisenspat in der Mitte. Das Eisenspatband ist manchmal praktisch in der Mitte des Ganges (Abb. 7), manchmal jedoch einigermaßen exzentrisch orientiert (Abb. 8). Meistenteils ist es weniger mächtig als die Gesamtbreite der beiden seitlichen Dürrerzbänder zusammen (Abb. 9, 10), nur manchmal ist es mächtiger als das umliegende Dürrerz (Abb. 11). Manchmal behält das Eisenspat-Zentralband seine Mächtigkeit auf die Entfernung einiger Zehner Meter und dessen Verlauf ist ziemlich geradlinig (Abb. 8 u. 9), andermal entbehrt jedoch dessen Mächtigkeit sowie sein Verlauf eine solche Regelmäßigkeit (Abb. 10). Der symmetrische Dürrerz-Eisenspatgang ist jedoch nicht überall im Gebiet des 38. und 39. Laufes vorhanden.

An mehreren Stellen beobachtete ich eingehend die Beführung des Dürrerzes mit dem zentralen Band des Eisenspates und einige Male zerschlug ich Stufen nach der Grenze Dürrerz-Eisenspat, um festzustellen, ob ihre Grenze tektonisch (β -Grenze) oder nicht tektonisch ist (α -Grenze). Die Grenze des zentralen Eisenspatbandes gegenüber dem Dürrerz, wenn es auch in seinem Verlauf geradlinig war, zeigte sich niemals als tektonisch! (vgl. Abb. 7-10). Der inmitten des Ganges vorhandene Eisenspat schied sich also nicht als Ausfüllung der Spalte aus, die in der Mitte des Dürrerzganges2) entstanden wäre, sondern bedeutet die Fortsetzung in dem Ausscheiden aus den Lösungen nach

1) Erklärung der Lokalisationsabkürzungen bei den Abbildungen:

Am 38. und 39. Lauf wurde das Lokalisieren in Metern gegen Norden und gegen Süden vom Querschlag, der vom Schacht Anna führt, durchgeführt. Die Abbildungen vom 39. Lauf stammen von der streichenden Hauptstrecke, die Abbildungen vom 38. Lauf, soweit nicht anders angeführt, durchwegs von Firstenorten, also vom Gehiet zwischen dem 38. und 37. Lauf.

Beispiele der Bezeichnungen:

39/S/220-230 m bedeutet den 39. Lauf, Gebiet in der streichenden Hauptstrecke, entfernt 220-230 m gegen Süden vom Querschlag.

38/N/0-20 m bedeutet den 38. Lauf, Gebiet in den Firstenorten entfernt 0-20 m gegen Norden vom Querschlag.

In der Zeit des Einzeichnens der Gangdetails wurde am 38. Lauf das Gebiet von der Lettenkluft im Norden bis zu 38/8/645 m und am 39. Lauf das Gebiet von 39/N/620 m zu 39/S/475 m studiert.

²) Als Ausnahme kann man z.B. Stellen im Gebiet der nächsthöheren Sohle (37/S/900-920 m) anführen, wo die symmetrische Eisenspat-Ankerit-Ausfüllung, zufuhrmäßig typisch jünger als Dürrerz, in die Spalte eindrang, die sich in der Mitte des Dürrerzganges bildete (vgl. S. 267).

der vorangehenden Ausscheidung der seitlichen Dürrerzbänder. In ihnen beobachten wir schon makroskopisch oft deutlich das Vorhandensein einer gewissen Menge von eingestreutem Eisenspat (meistens grauen von der Imprägnation der Erzmineralien), manchmal sogar in unzusammenhängenden Streifen, parallel mit dem zentralen Eisenspat-

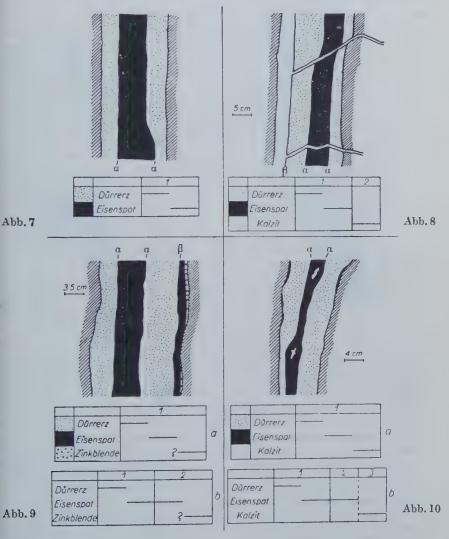


Abb. 7—10. Störung der Symmetrie der Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen infolge des Neuöffnens und Ausfüllens der Spalte an der Grenze mit umliegendem Gestein¹).

¹) Abb. 7: 39/S/350—360 m; Abb. 8: 38/N/250—270 m; Abb. 9: 38/N/270—280 m; Abb. 10: 38/N/415—440 m.

band orientiert (teilweise in Abb. 11 festgehalten). Mikroskopisch ist Eisenspat im Dürrerz sehr häufig vorhanden, und wie wir aus der erzmikroskopischen Untersuchung ersehen werden, entstand er hier wäh-



		1
	Dürrerz	***********
. Y	Eisenspor	**************************************
	Pyrit	?——
器	Dolomit	

Abb. 11. Typisches Beispiel, wo im Gebiet des sehr dunklen Eisenspates die normale helle Farbe des Eisenspates an die Umgebung der Pyritakkumulationen gebunden ist. Das gegebene Detail ist gleichzeitig ein gutes Beispiel des symmetrischen Ganges mit Dürrerz an den Seiten und mit Eisenspat in der Mitte. Im oberen Teil der Abbildung ist ein Hohlraum bemerkbar, wo sich an Eisenspatkristalle Dolomit anse*zt. Gangausläufer des Adalbert-Hauptganges, 38/N/270—305 m.

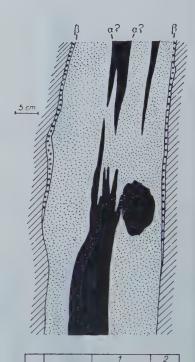


Abb. 12. Ein seltener, nur an einer Stelle der 39. Sohle festgestellter Fall der Auskeilung des Eisenspatbandes, das inmitten des Dürrerzganges ununterbrochen Zehner - Meter durchlief. Erläuterung im Text. Bei den Grenzen des Dürrerzes mit dem Gestein trat eine kleine Neuöffnung der Spalte ein und es schied sich hier im Rahmen einer neuen Zufuhrperiode reiner, weißer Quarz aus. 39/N/260—250 m.

Dürrerz Eisenspat Quarz rend der Bildung des Dürrerzes. Aus der angeführten makroskopischen Beobachtung sowie aus der vorläufigen mikroskopischen Beobachtung geht hervor, daß aus den Erzlösungen im diskutierten Fall sich zuerst das Dürrerz mit einem Teil von Eisenspat bildete, später hörte das Dürrerz auf, sich zu bilden und es schied sich nur Eisenspat aus. Vom geochemischen Standpunkt ist dies eine sehr wichtige Feststellung. Wenn auch die eingehende Lösung dieses Vorganges erst nach Beendigung der mikroskopischen Untersuchung durchführbar sein wird, ist auf Grund des makroskopischen Studiums möglich, schon diese Entstehungsmöglichkeiten in Erwägung zu ziehen:

1. Die Stoffe, aus denen das seitliche Dürrerz sowie das zentrale Eisenspatband entstand, waren in der ein gewisses Gebiet der Spalte ausfüllenden Lösung, in deren hauptsächlichen Mengen schon vor dem Beginn des Ausscheidens von Mineralen vorhanden, und die Bildung des Dürrerzes mit dem unterbrochenen Ausscheiden einer kleineren Menge von Eisenspat bedeutete die relative Vergrößerung der Konzentration zugunsten des Eisenspates bzw. das relative Verbessern der physikalisch-chemischen Bedingungen zugunsten des Ausscheidens des alleinigen Eisenspates, welches in einer gewissen Zeit anstatt der Bildung von Dürrerz eintreten mußte. Ein gewisser Teil von SiO₂ konnte gegebenenfalls weiter in der Lösung bleiben.

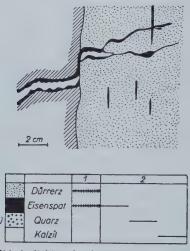
2. Die Ausscheidung der symmetrischen Ausfüllung trat aus den sukzessiv in die Spalte kommenden Lösungen ein (die sich dabei gleichzeitig öffnen konnte oder die schon gänzlich geöffnet war). Das Ausscheiden des Eisenspatbandes in der Mitte der Ausfüllung war das Ergebnis der Änderung von Chemismus der aufsteigenden Lösungen.

3. Es handelte sich um die Kombination der ersten zwei Fälle. Darüber, warum das Eisenspatband oft nicht in der Mitte der Ausfüllung liegt oder warum die Dürrerzbänder oft nicht gleich breit zu sein pflegen (Abb. 8, 9, 30), stelle ich folgende Betrachtung auf: es könnte minimal teilweise dadurch verursacht werden, daß die Spalte meistenteils nicht ganz senkrecht war und deshalb konnte bei einer Seite ein wesentlicheres Ausscheiden der Minerale bei der Bildung des Dürrerzes als bei der anderen Seite eintreten. Sollte das Ausscheiden von SiO₂ im Gelzustand eintreten, konnte es auf das Ablagern einen bestimmten Einfluß ausüben.

Im Gebiet 39/N/250—260 m gelang es, eine Stelle zu ermitteln, wo ein symmetrischer Dürrerz-Eisenspatgang in einen Gang übergeht, der nur aus Dürrerz gebildet ist. Aus einem solchen Übergang stammt Abb. 12.

2. Störung der Symmetrie der Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen

Bei einer (Abb. 8, 9), seltener bei beiden (Abb. 10) Grenzen des symmetrischen Dürrerz-Eisenspatganges mit dem Gestein ist oft ein Band vorhanden, das durch ein Mineral (Abb. 8, 10) oder durch mehrere Minerale (Abb. 9) gebildet ist; am häufigsten ist es Eisenspat oder Kalzit. Dieses seitliche Band stört die Symmetrie der Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllung. Beim eingehenden Beobachten in der Grube können wir feststellen, daß die Grenze zwischen einem solchen Band und der symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllung durchwegs tektonisch ausgeglättet ist (β -Grenze). Das beweist, daß zwischen der symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllung (in deren Rahmen sich keine tektonische Grenze befindet) und dem seitlichen, z. B. Eisenspatband ein Unter-



*) In der Abbildung nicht eingezeichnet.

Abb. 13. Das Detail hält den Eisenspat, der zwei Zufuhrperioden angehört, fest: der Eisenspat älterer Zufuhrperiode bildet Streifen im Dürrerz und entstand während seiner Bildung. Der Eisenspat jüngerer Zufuhrperiode ist die älteste Komponente der Ausfüllung der Spalte, die den Dürrerzgang quer durchbricht. 38/N/10-20 m.

schied im Alter existiert und daß es sich um Berührung der Produkte zweier verschiedenen Zufuhrperioden handelt.

Es bestehen zwei Möglichkeiten: entweder trat die Öffnung der Spalte nach der Grenze Dürrerz-Gestein ein und hier schied sich ein schmales Band aus oder es ist eine große Öffnung der Spalte nach der Grenze des schmalen Eisenspatbandes¹) mit dem Gestein entstanden und hier bildete sich ein relativ mächtiger symmetrischer Gang. Soweit die Masse des Seitenbandes gleichzeitig die Querspalten im symmetrischen Gang ausfüllt, wie z. B. Kalzit in Abb. 8, ist es klar, daß die Masse des seitlichen Bandes jünger ist und daß also die Öffnung der Spalte nach der Grenze Dürrerz-Gestein zustande kam.

¹⁾ Zinkblende, welche das Eisenspatband begleitet (Abb. 9), diskutiere ich in diesem Fall nicht, da es sich um einen verhältnismäßig seltenen Fall handelt und der Eisenspat hier meistenteils allein zu sein pflegt.

Als Beweis, daß nach der Entstehung der Dürrerzgänge aus den durch neue Spalten kommenden Lösungen noch das Ausscheiden des Eisenspates eintrat, dienen die Queräderchen des Eisenspates, welche stellenweise das Dürrerz durchbrechen (Abb. 13). Hier ist klar, daß es sich um Eisenspat jüngerer Generation mit Rücksicht auf den im Dürrerz enthaltenden Eisenspat handelt, welcher der älteren Generation angehört.

Das seitliche Eisenspatband (Abb. 9) gehört entweder dem Eisenspat jüngerer Generation (die wahrscheinlichere Möglichkeit, siehe Tabelle "b" bei Abb. 9) oder dem Eisenspat derselben Generation an¹) als Zentral-Eisenspatband (Tabelle "a" bei Abb. 9); in diesem Fall wäre es jedoch notwendig, vorauszusetzen, daß die seitliche Öffnung der Spalte in der Zeit eintrat, wo sich noch das Zentral-Eisenspatband ausschied, aber wo das seitliche Dürrerz schon fest war.

Nach dem eingehenden Studium des Adalbert-Hauptganges, und zwar des ganzen 38. und 39. Laufes, kann man sagen, daß die schmalen Bänder bei der Grenze relativ viel breiterer Gangausfüllung mit dem Gestein, deren Grenze gegenüber der Hauptausfüllung tektonisch ist, sich in der Regel jünger als die Ausfüllung äußerten. Es handelt sich fast durchwegs um das Ergebnis des Ausfüllens der sich neu öffnenden Spalte.

Bemerkung für den Vergleich:

Glänzende Beispiele des Durchbrechens der Dürrerzgänge durch die Eisenspat-Ausfüllungen sind am nächsthöheren Horizont, im Gebiet 37/S/900—920 m vorhanden. Hier ist nicht der symmetrische Gang mit dem Dürrerz an den Seiten und mit dem Zentral-Eisenspatband in der Mitte entwickelt, das vom Dürrerz durch die Grenze α abgeteilt ist. Dürrerz bildet hier die selbständige Ausfüllung der Spalte. Bei einer Grenze der Spalte mit dem Gestein durchläuft ein starkes symmetrisches Eisenspatband mit Ankerit in der Mitte, das vom Dürrerzgang durch die Grenze β abgeteilt ist und an zahlreichen Stellen quer den Dürrerzgang durchbricht. Es sind dies ungewöhnlich anschauliche Beispiele der Berührung selbständiger Zufuhrperioden. Zu diesen tritt an manchen Stellen dieses Gebietes noch eine weitere jüngste Zufuhrperiode hinzu in Form eines parallellaufenden Kalzitbandes bei der Grenze der Eisenspat-Ausfüllung und des Gesteines, wieder durch die Grenze β abgeteilt.

An einer Stelle des angeführten Gebietes des 37. Laufes war merkbar, wie symmetrische sideritisch-ankeritische Ausfüllung in die Spalte drang, die inmitten des Ganges gebildet war, welcher aus alleinigem Dürrerz bestand. Dadurch entstand ein örtlicher symmetrischer Gang

¹⁾ Den im Dürrerz enthaltenden Eisenspat gemeinsam mit dem Zentral-Eisenspatband, das die Fortsetzung im Ausscheiden des Eisenspates vorstellt, halte ich für eine Generation des Eisenspates, mit dem Bewußtsein, daß Eisenspat im Dürrerz in Form rhythmischer Generation vorhanden ist.

von Dürrerz an den Seiten, nach ihm folgte symmetrisch Eisenspat und die Mitte war mit Ankerit ausgefüllt.

Zum Unterschied von den symmetrischen Dürrerz-Eisenspatgängen, die charakteristisch für die 38. und 39. Sohle sind, war hier die sideritisch-ankeritische Zentral-Ausfüllung vom Dürrerz durch die β -Grenze abgeteilt, deren Zusammenhang mit der seitlichen sideritisch-ankeritischen Ausfüllung merkbar und der örtliche Umfang lokal.

3. Texturen mit Bleiglanz

Als Erzmineral bedeutender ökonomischer Bedeutung ist am

Adalbert-Hauptgang Bleiglanz zu betrachten.

Man kann hauptsächlich folgende Arten seines Vorkommens unterscheiden:

- a) eingestreut im Dürrerz,
- b) lokale Akkumulationen im Dürrerz, die nicht den Charakter von Bändern und Schlieren tragen,
- e) bänderartige Dürrerz-Bleiglanz-Ausfüllungen und Bleiglanzschlieren im Dürrerz,
- d) Verdrängung und Imprägnieren des Eisenspates.

Es ist begreiflich, daß besonders unter einigen Arten des Vorkommens oft Übergangsfälle oder kombinierte Fälle existieren.

a) Bleiglanz, eingestreut im Dürrerz

ist eine außerordentlich häufige Art des Vorkommens; von mikroskopischen Ausmaßen bis zu massiven lokalen Akkumulationen, welche die Form von Bändern oder Schlieren aufweisen oder nicht aufweisen.

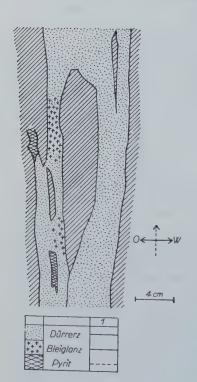


Abb. 14. Beispiel des segmentartigen Charakters einiger Dürrerz-Bleiglanz-Ausfüllungen (siehe das "Bleiglanz-Segment" im linken Teil des verzweigten Dürrerzganges). 38/N/210—220 m, Detail aus dem Kamin, zur 37. Sohle strebend. Der quer strichlierte Pfeil zielt zur Erdoberfläche. b) Lokale Akkumulationen von Bleiglanz im Dürrerz, die nicht den Charakter der Bänder und Schlieren tragen

Manchmal sind sie unregelmäßig. In einigen Fällen nahmen sie den ganzen Durchschnitt des Ganges ein, in den benachbarten Stellen mit Dürrerz ausgefüllt (Abb. 14, 19). Infolgedessen zeigte in einigen Aufschlüssen der Dürrerzgang im gegebenen Schnitt einen "segmentierten" Charakter. Zum Beispiel in Abb. 14 ist in dem linken Teil des Gangtrums die Dürrerz-Ausfüllung deutlich durch das "Segment" des Bleiglanzes ausgewechselt, welches in das angrenzende Dürrerz auf beide Seiten allmählich übergeht (Einstreuungen). Ähnlich in Abb. 19 (in den zweiten Dürrerzgang von rechts) ist das "Segment" des Bleiglanzes gut merkbar. Diese Fälle halte ich für ein bestimmtes makroskopisch-morphologisches Analogon der durch E. S. Bastin (1950) mikroskopisch beobachteten "segmentierte Äderchen" ("segmented veinlets") von South Lorraine, Ontario.

c) Bänder und Schlieren des Bleiglanzes im Rahmen der Dürrerzgänge

sind außergewöhnlich wichtig für die Beurteilung der Entstehung von Dürrerz-Bleiglanz-Ausfüllungen (Abb. 15—18).

Bleiglanzbänder sind stellenweise symmetrisch an den Rändern der Dürrerz-Ausfüllungen plaziert (Abb. 15), manchmal bildet Bleiglanz jedoch Schlieren innerhalb des Dürrerzganges (Abb. 17, 18).

Die Grenze der Bleiglanzbänder und Schlieren äußerte sich gegenüber dem Dürrerz nie als tektonisch. Im ganzen gründlich durchstudierten Gebiet der 38. und 39. Sohle war es weiter nirgends merkbar, daß Bleiglanzbänder allmählich in Eisenspat übergehen würden; ich nehme deshalb an, daß sie nicht durch das Verdrängen des Eisenspates entstanden. Da auf Grund der Beobachtung auch die Möglichkeit ausgeschlossen ist, daß es sich um eine spätere Infiltration der Masse PbS in die Hohlräume von Dürrerz handeln würde, geht aus den oben angeführten Beobachtungen hervor daß Bleiglanz mit dem Dürrerz zufuhrmäßig verbunden ist.

Im Falle, wo Bleiglanz die Bänder an den Seiten der Dürrerz-Ausfüllung bildet (Abb. 15 u. 16), ist naheliegend anzunehmen, daß sich die Bleiglanzbänder früher als Dürrerz bildeten. Wenn jedoch PbS die Schlieren innerhalb der Dürrerzgänge bildet (z. B. Abb. 18), ziehe ich zwei Möglichkeiten in Erwägung: entweder handelt es sich um das sukzessive Ausscheiden von den Wänden der Spalte (vgl. Tab. a bei Abb. 18) oder um den Fall, daß die Spalte mit der Gelmasse SiO₂¹)

¹) Mikroskopisch wurde bewiesen, daß mindestens ein Teil der SiO₂-Masse (des Dürrerzes) aus dem Gel entstand. Die Ergebnisse werden in einer weiteren Arbeit vorgelegt.

auf einmal ausgefüllt wurde, die in sich Erzkomponenten aufbewahrte und die deren Ausscheidung an verschiedenen Stellen des Ganges in derselben Zeit ermöglichte (vgl. Tab. b bei Abb. 18).

In Übereinstimmung mit der letzten Annahme deutet der unregelmäßige Verlauf der Bleiglanzschlieren in Abb. 17 nicht an, daß sich diese Schliere im Medium echter Lösungen lokalisieren würde.

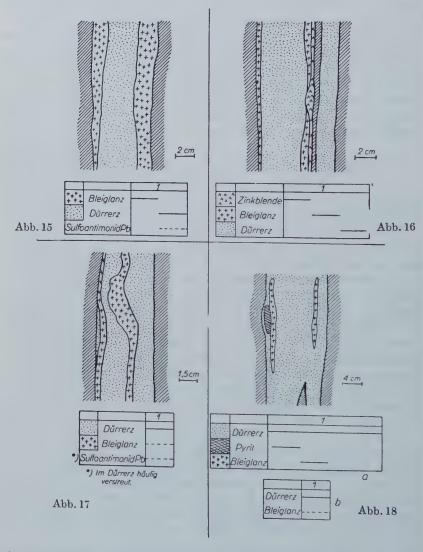


Abb. 15—18. Verteilung der Bleiglanzbänder im Gebiet der Dürrerzgänge. Abb. 15: 38/8/360—400 m; Abb. 16: 38/8/250—270 m; Abb. 17: 38/8/250—270 m; Abb. 18: 38/8/15—40 m.

Da das Vorhandensein der Bleiglanzbänder am Gangrand (Abb. 15) ein vorherrschender Fall ist, vermute ich, daß sich der größere Teil des Bleiglanzes (soweit wir nur den Teil PbS diskutieren, der im Rahmen der Dürrerzgänge makroskopisch merkbar ist) vor der Entstehung des Dürrerzes und der kleinere Teil während seiner Bildung ausschied.

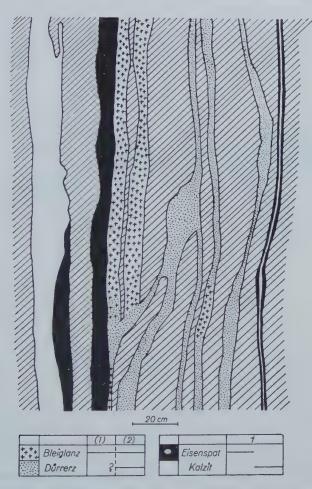


Abb. 19. Beispiel der selbständigen Bleiglanzausfüllungen und eines Dürrerz-Bleiglanz-Segmentganges. 38/S/535—545 m.

Neben den makroskopisch merkbaren Bändern und Schlieren ist eine bestimmte Menge von PbS im Dürrerz als dessen mikroskopischer Bestandteil vorhanden.

3) Selbständige Spaltenausfüllungen

Manchmal beobachten wir, daß Bleiglanz makroskopisch monomineralische oder fast monomineralische Spaltausfüllungen bildet Chemie der Erde. Bd. XVII. (Abb. 19). Solche Gänge gehen meistenteils nach Verlauf einiger Meter in Dürrerz-Bleiglanz-Ausfüllungen über. Nur an einer Stelle schien eine bestimmte Sukzessionsbeziehung zwischen den reinen Bleiglanzgängen und den Gängen des Dürrerzes mit einer kleineren Menge von Bleiglanz als nicht ausgeschlossen zu sein (unterer Teil der Abb. 19; es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich hier nur um die Verzweigung der Gänge handelt).

Es wurde an einigen Stellen beobachtet, daß schmälere Bleiglanzäderchen, die das Gestein durchlaufen, an den Seiten schmale Streifen

von dunklem Eisenspat hatten.

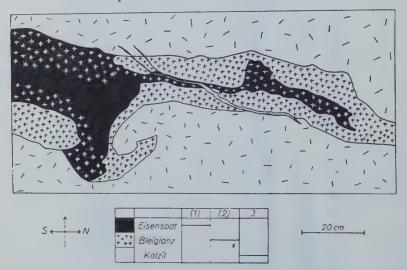


Abb. 20. Selektives Verdrängen des Eisenspates durch Bleiglanz von der Grenze der Gangmasse, die reichlich Quarz enthält. 38/N/550—570 m. Der strichlierte Pfeil zielt zur Erdoberfläche.

e) Verdrängen und Imprägnieren von Eisenspat

Soweit Eisenspat das zentrale Band im symmetrischen Dürrerz-Eisenspatgang bildet (z. B. Abb. 7—10), beobachtete ich niemals dessen Verdrängen durch Bleiglanz. Im Gebiet des alleinigen Dürrerzes jedoch (ob es sieh schon um Dürrerz als Bestandteil der angeführten symmetrischen Gänge handelt oder um selbständige Dürrerzgänge oder um Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen ohne symmetrischen Bau) kann man stellenweise schon makroskopisch beobachten, daß der Eisenspat. der im Dürrerz eingestreut und makroskopisch merkbar ist, oft durch Bleiglanz oder Pb-Sulfoantimonid imprägniert zu sein pflegt¹). Dies

¹) Demgegenüber im Falle der symmetrischen Bleiglanz-Dürrerz-Ausfüllungen deuten die makroskopischen Beobachtungen an, daß die seitlichen Bleiglanzbänder sich an deren Stelle direkt, ohne vorhergehendes Verdrängen des Eisenspates, ausschieden (vgl. vorhergehendes Kapitel "e").

äußert sich als Grauwerden bis vollständiges Dunkelwerden des Eisenspates. Da es sich um das Verdrängen des im Dürrerz eingestreuten Eisenspates handelt, ist der Effekt der Metasomatose makroskopisch von keinem großen Umfang. An der Stelle 38/N/550—570 m stellte ich ausnahmsweise ein solches Verdrängen in einem großen Maßstab fest (Abb. 20):

Der braune Eisenspat ist hier von der Grenze mit der benachbarten, in wesentlicher Menge Quarz enthaltenden Gangmasse, selektiv durch Bleiglanz verdrängt. Bleiglanz erscheint uns heute als massives, sehr grobkörniges Aggregat, dessen Individuen einseitig durch-

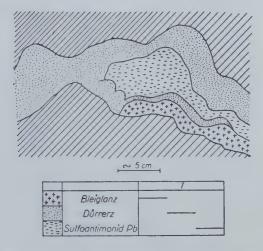


Abb. 21. Ungewöhnlicher Fall für den Adalbert-Hauptgang: Pb-Sulfantimonid, das meistenteils im Dürrerz verstreut zu sein pflegt, bildet eine selbständige größere reine Masse mit klarer sukzessiver Beziehung zum Dürrerz und Bleiglanz. $38/N/130-155~\mathrm{m}$.

zogen und fast senkrecht oder schief zur Grenze der umliegenden Gangmasse orientiert sind. Besonders in der Mitte des linken südlichen Teiles der Abbildung sehen wir noch den Rest des nicht verdrängten und durch Bleiglanz fast unimprägnierten Eisenspat, der noch die braune Farbe beibehielt; nach ihm folgt in Richtung zum Rand grauer Eisenspat, durch Bleiglanz imprägniert und endlich massiver Bleiglanz. Im unteren linken Teil der Abbildung ist gut merkbar, daß die Verdrängung des Eisenspates selektiv von der Grenze mit der widerstandsfähigeren Gangmasse eintrat.

4. Komplizierte Gangausfüllungen, bei deren Entstehung das mehrfache Öffnen der Spalten oder das Ausfüllen von mehreren parallellaufenden Spalten eintrat

Der Adalbert-Hauptgang pflegt im Gebiet des 38. und 39. Laufes oft durch ein System ungefähr parallellaufender (beinahe Nord-Süd)
19*

ausgefüllter Spalten, die voneinander durch Gestein abgeteilt sind, repräsentiert zu sein. Andermal handelt es sich wieder um die Ausfüllung manchmal weniger, andermal sogar weit geöffneter Spalten; beim eingehenden Studium erkennen wir jedoch, daß deren Öffnen nicht auf einmal eintrat und daß in deren Evolution einige Zufuhr-

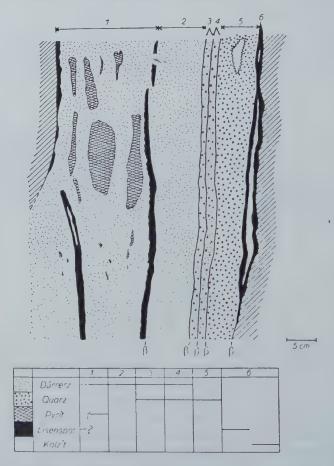


Abb. 22. Eines der charakteristischen Merkmale des Adalbert-Hauptganges: Ausscheiden der Minerale mit unterbrochenen einbahnigem Öffnen der Spalte, das immer nach der vorangehenden Ausfüllung der Spalte folgte. Als Ergebnis sind parallellaufende Ausfüllungen einiger Zufuhrperioden, durch die Grenze β abgeteilt. 38/N/95—130 m.

perioden zu unterscheiden sind. Die Diskussion beider Arten der Gangausfüllungen pflegt oft sehr schwierig zu sein und ohne das vorangehende eingehende Studium einfacher Ausfüllungen an anderen Stellen des 38. und 39. Laufes oft undurchführbar.

Als Beispiel führen wir die Analyse zweier Abbildungen solcher Ausfüllungen durch:

In Abb. 22 sehen wir einige Gangteile, voneinander durch tektonisch ausgeglättete Wände getrennt (β -Grenze). Aus diesem Grunde gilt hier nicht das Kriterium, daß das dem Nebengestein näherliegende Band älter ist als das der Mitte des Ganges näherliegende Band. Hier handelte es sich deutlich um das sukzessive Öffnen der Spalte und um das Ausfüllen der sukzessiv neu entstehenden Räume.

Diskutieren wir die einzelnen Teile der Abbildung, welche voneinander durch β -Grenzen getrennt sind:

Ausfüllung Nr. 1 ist durch graues bis dunkelgraues Dürrerz, das sehr viel Pyrit enthält, gebildet. Streifen und andere Arten der Pyritakkumulationen sind vom Dürrerz nicht tektonisch abgeteilt und stellenweise verstreuen sie sich bei deren Grenzen in der Dürrerzmasse. Sie gehören derselben Zufuhrperiode wie Dürrerz an. Von der Ausfüllung Nr. 2 ist die Ausfüllung Nr. 1 durch die β -Grenze abgeteilt, bei der sich (im Gebiet der Ausfüllung Nr. 1) ein schmales Eisenspatband, in Richtung zur Ausfüllung Nr. 1 ziemlich zahnartig begrenzt, ausschied. Bei der entgegengesetzten Seite der Ausfüllung Nr. 1 ist bei deren Grenze mit dem Gestein ebenfalls ein Eisenspatband, ähnlich gegenüber dem Dürrerz abgegrenzt, entwickelt. In der unteren Hälfte der Ausfüllung Nr. 1 verläuft ein drittes Eisenspatband mit einem Hohlraum in der Mitte, welches deutlich jünger ist als Dürrerz. Während das relative Alter dieses Eisenspatbandes deutlich ist, können die zwei vorhergehenden Eisenspatbänder entweder jünger sein als Dürrerz und beim mäßigen Öffnen nach den tektonischen Grenzen ausgeschieden sein oder sie sind älter als Dürrerz und schieden sich an den Wänden als relativ ältere Komponente aus.

Ausfüllung Nr. 2 ist durch dunkelgraues Dürrerz gebildet und unterscheidet sich von der vorhergehenden Ausfüllung hauptsächlich durch den Mangel an das deutliche Anhäufen von Pyrit. Ihr relatives Alter zu der Ausfüllung Nr. 1 ist aus der Abbildung nicht direkt klar. Da wir von den anderen Ausfüllungen, wie wir weiter erläutern, das Recht haben zu vermuten, daß sie in derselben Richtung (in Abb. 22 in Richtung nach rechts) sukzessiv jünger sind, erachte ich für wahrscheinlicher, daß die Ausfüllung Nr. 2 auch jünger ist als die Ausfüllung Nr. 1. Ebenfalls ist diese Einreihung vom Standpunkt des sukzessiven Ausscheidens der Minerale eher zu erwarten: zuerst schied sich Dürrerz mit einer großen Menge von Pyrit aus, später schon Dürrerz durchwegs ohne bedeutende Menge von Pyrit.

Ausfüllungen Nr. 3 und 4 sind mit Rücksicht zu den vorhergehenden Ausfüllungen bedeutend schmäler und aus dem Gemisch von Dürrerz und reinem, weißem Quarz zusammengesetzt. Sie sind von den benachbarten Ausfüllungen sowie zueinander selbst tektonisch abgeteilt.

Ausfüllung Nr. 5 ist schon allein durch weißen Quarz ohne Anteilnahme von Dürrerz gebildet. Von den benachbarten Ausfüllungen ist sie gleichfalls tektonisch abgeteilt.

Ausfüllung Nr. 6 ist durch die symmetrische Ausfüllung mit Eisenspat an den Seiten und Kalzit in der Mitte repräsentiert. Sie ist deutlich jünger als die Ausfüllung Nr. 5 und 4, denn in bestimmter Entfernung gegen Norden von dem gezeichneten Detail durchbricht sie die zermalmte Ausfüllung Nr. 5 und rückt dann nach der Grenze der Ausfüllung Nr. 4 und 5 vor! Mit Rücksicht auf die Ergebnisse der Untersuchung von anderen Stellen der 38. Sohle betrachte ich dieses symmetrische Eisenspat-Kalzitband als das jüngste aller Bänder der Abb. 22.

Lösen wir nun das relative Alter der Bänder Nr. 1—5. Aus dem Profil ist es klar und wurde schon teilweise erklärt, daß die einzelnen Bänder (Ausfüllungen) durch das Ausfüllen der Spalte entstanden, welche sich sukzessiv mit Unterbrechungen öffnete, während deren die Festigung der vorhergehenden Ausfüllung eintrat bzw. endete. Das in Abb. 22 festgehaltene Detail bietet uns jedoch keine deutlichen tektonischen Kriterien, nach denen wir das relative Alter der einzelnen Ausfüllungen unterscheiden könnten.

Suchen wir deshalb geochemische Kriterien, welche schon aus dem makroskopischen Studium applikationsfähig wären. Folgen wir der Abbildung von links nach rechts, so sehen wir: nach den starken Lagen dunkelgrauer bis grauer Dürrerze mit häufigem Erz (Ausfüllung Nr. 1 und 2) folgen zwei Bänder, gebildet durch das Gemenge Dürrerz + weißer Quarz, und nach ihnen folgt ein Band des alleinigen weißen Quarzes. In der Richtung von links nach rechts beobachten wir also in der Zusammensetzung der Ausfüllungen das Abnehmen der Erzmasse und das relative Zunehmen der Masse von reinem SiO₂. Das Abnehmen der Erzmasse unter gleichzeitiger relativer Erhöhung des Gehaltes von SiO₂ betrachte ich als Kriterium, welches darauf hinweist, daß dieser Vorgang sich in diesem oder in dem umgekehrten Sinne sukzessiv im Laufe des sukzessiven Aufreißens und Ausfüllens der Spalte abwickelte.

- a) Sollte dieser Vorgang in Richtung des Abnehmens der relativen Menge der Erzmasse gegenüber dem SiO₂ vor sich gehen, dann betrachte ich (von den Ausfüllungen Nr. 1—5) als älteste die Bänder Nr. 1 und 2, als nächstjüngere Nr. 3 und 4 (von denen wahrscheinlich das Band Nr. 3 älter ist) und als jüngstes betrachte ich das Band Nr. 5, welches schon aus reinem Quarz gebildet ist.
- b) Sollte der Vorgang des Ausfüllens in Richtung der relativen Zunahme der Erzmasse gegenüber dem SiO₂ vor sich gehen, dann würde ich die Sukzession umgekehrt interpretieren: Band Nr. 5 als ältestes und die Bänder Nr. 2 und 1 als jüngste.

Welche der beiden Interpretationen ist die richtige?

Verfolgen wir die Dürrerzgänge in horizontaler Richtung (an der 38. und 39. Sohle), so sehen wir:

- 1. Im Rahmen derselben Zufuhrperiode ändert sich stellenweise die Zusammensetzung derart, daß Dürrerz in weißen, Erzminerale praktisch nicht enthaltenden Quarz übergeht. Dies kann man als Fazialänderung beim gleichzeitigen Ausscheiden an verschiedenen Stellen betrachten (Abb. 37).
- 2. Bei der Verfolgung der Zusammensetzung der Dürrerz-Ausfüllung, welche ein und derselben Zufuhrperiode angehört, sehen wir manchmal, daß das dunklere Dürrerz (z. B. dunkel im ganzen breiten Streifen bei den Wänden) manchmal in Richtung zur Mitte des Ganges allmählich in ganz hellen, z. B. rauchquarzartigen Quarz mit einem geringen Gehalt an Erzmineralen oder in ganz weißen Quarz (z. B. 39/S/80—100 m) übergeht. Nirgends fand ich den entgegengesetzten Fall vor, daß der helle, an Erz arme Quarz allmählich von den Wänden des Ganges zu dessen Mitte in dunklen an Erz reichen Quarz übergehen würde¹).

Diese Beobachtung deutet an, daß SiO₂ im Laufe der Zufuhr und des Ausscheidens die Tendenz hat, an Gehalt der Erzkomponenten in einem Teufenhorizont arm zu werden (bis jetzt nur für die 38. und 39. Sohle festgestellt). Auf Grund dieser wichtigen Feststellung nehme ich an, daß es richtig ist, vorauszusetzen, daß die sukzessive Evolution der komplizierten Ausfüllung (Entstehung der Bänder, Abb. 22) nach der ersten vorher angeführten Interpretation vor sich ging, nämlich in Richtung der relativen Abnahme der Erzmasse und der relativen Zunahme des reinen SiO₂!

Ich vermute also, daß es nach der Entstehung der Dürrerz-Ausfüllung, welche den hauptsächlichen Reichtum an Erz trägt, an gegebener Stelle zum sukzessiven Öffnen der Spalte am Rand der älteren Ausfüllung und zum Ausfüllen mit der Masse SiO₂, ärmer an Erzgehalt bis zum Verschwinden des Erzgehaltes kam (Ausscheiden des alleinigen reinen SiO₂). Nach den angeführten Ausführungen stelle ich das Diagramm der lokalen Sukzession bei Abb. 22 zurecht.

Um definitiv nachweisen zu können, ob diese Erwägungen vom relativen Alter des reinen Quarzes gegenüber dem Dürrerz richtig sind, führte ich von neuem eine eingehende Untersuchung des Adalbert-Hauptganges im Gebiet der ganzen 39. Sohle, einschließlich aller schwer zugänglichen Stellen, durch. Der Nordteil der 39. Sohle ist das güntagste Gebiet für diese Untersuchungen, denn hier erreichen die Massen des reinen Quarzes die größte Mächtigkeit. In der Nähe dieser Hauptmassen von reinem SiO₂ fand ich klare Fälle, die beweisen, daß reiner Quarz zufuhrmäßig jünger ist als Dürrerz:

¹) Die schmalen Bänder des reinen SiO₂ bei der Grenze des Dürrerzganges mit dem Gestein an manchen Stellen, besonders der 39. Sohle (Nordstrecke) merkbar, äußerten sich immer zufuhrmäßig jünger als Dürrerzgang. Sie entstanden aus den Lösungen, welche in die mäßig neu geöffnete Spalte eindrangen. Mit der Dürrerzausfüllung berühren sie sich durch die Grenze β (Abb. 12).

In Abb. 23 sehen wir klar, wie Dürrerz und Eisenspat durch den Gang des reinen Quarzes durchbrochen ist. Merkwürdig und typisch ist gleichfalls, daß

1. der Gang des reinen alleinigen Quarzes auch jünger ist als

der Gang des reinen Quarzes, der reichlich Pyrit enthält,

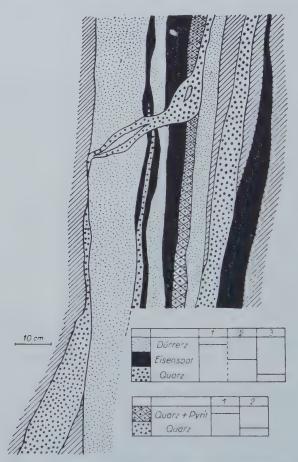


Abb. 23. Beweis, daß die Massen des weißen, reinen Quarzes jünger sind als Dürrerz, Eisenspat und als Quarz-Pyrit-Ausfüllungen. 38/N/180 m.
An manchen Stellen haben wir auch Eisenspat jünger als reinen Quarz (siehe z. B. Erläuterung zur Abb. 38, 39).

2. inmitten des Ganges von reinem Quarz bedeutende Hohlräume sind, wogegen in den Dürrerzgängen die Hohlräume makroskopisch nicht merkbar sind. Soweit an anderen Stellen im Dürrerz die Hohlräume vorhanden sind, haben sie in der Regel keinen großen Umfang, sind durchschnittlich mehrfach kleiner als die Hohlräume in den Gängen des reinen SiO_2 .

In Abb. 24 sehen wir vor allem die Berührung zweier Dürrerz-Ausfüllungen, voneinander durch die Grenze β abgeteilt (Produkte der Repetitionszufuhrperiode). Von diesen keilt die schmälere Ausfüllung bei der Grenze der breiteren Ausfüllung mit Gestein aus. Reines SiO₂ verdrängt einerseits sehr typisch das zentrale Eisenspatband in-

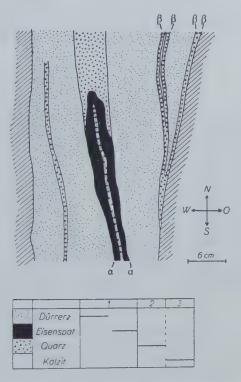


Abb. 24. Selektives Verdrängen des zentralen Eisenspathandes durch den weißen, reinen Quarz, der hauptsächlich von der Grenze Eisenspat-Dürrerz vorrückt und das Eindringen des Quarzes nach der mäßig aufgerissenen Grenze β zwischen den beiden parallellaufenden Dürrerzausfüllungen und nach der Grenze Dürrerz-Gestein.

Im schmalen Quarzstreifen inmitten des zentralen Eisenspatbandes ist Arsenkies eingestreut. 39/N/260-250 m.

mitten der breiteren Dürrerz-Ausfüllung (die Metasomatose verläuft offenkundig hauptsächlich von der Grenze Dürrerz-Eisenspat), andererseits dringt es nach den sich aufschließenden tektonischen Grenzen ein. Bei einer dieser Grenzen entstand sogar in der Mitte ein freier Raum, in den später jüngerer Kalzit eindrang.

Nirgends fand ich im ganzen Gebiet der 39. Sohle einen entgegengesetzten Fall vor, wo der reine Quarz zufuhrmäßig älter wäre als Dürrerz. Ich stellte jedoch Fälle fazialer Entwicklung von reinem

Quarz aus Dürrerz fest (Abb. 37). Der hauptsächliche Teil der reinen Quarzmasse ist jedoch an der 39. Sohle evident zufuhrmäßig jünger als Dürrerz. Die Ausführung, daß mit der Zeit der Evolution des Adalbert-Hauptganges SiO₂ an Erzgehalt arm wird, kann also als bewiesen betrachtet werden.

Abb. 25 ist ein weiteres Beispiel, wie kompliziert manchmal die Gangausfüllungen des Adalbert-Hauptganges zu sein pflegen. Das relative Alter der einzelnen, durch Gestein voneinander abgeteilten Spaltausfüllungen ist oft sehr schwer feststellbar und das gilt auch für das

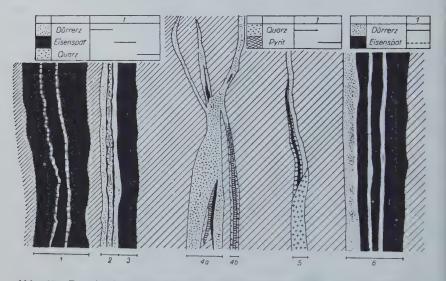


Abb. 25. Der Adalbert-Hauptgang ist an manchen Stellen durch Ausfüllungen einiger selbständiger, parallellaufenden Spalten, durch Gestein abgeteilt, repräsentiert. Die Feststellung der Sukzession kann man dann meistens nur getrennt für die einzelnen selbständigen Ausfüllungen durchführen. 38/Nordstrecke.

vorliegende Detail. Diskutieren wir die Gangausfüllung laut Abb. 25 nach und nach:

- a) Im linken Teil der Abbildung tritt unter anderem ein kleinerer symmetrischer Gang auf, der durch Dürrerz an den Seiten gebildet ist, mit schmäleren Eisenspatbändern, die nach Dürrerz folgen und mit reinem Quarz inmitten, der in der Mitte des Ganges Hohlräume aufweist. Die Sukzession scheint klar zu sein (Tabelle in der linken, oberen Ecke, Abb. 25).
- b) Im rechten Teil des Profils wechseln Dürrerzbänder mit Eisenspatbänder bzw. öfters mit Gesteinbändern, durch Eisenspat gesättigt. Mit Reserve ziehe ich bei ihnen unverbürgtes gleiches Alter in Erwägung (Tabelle in der rechten, oberen Ecke, Abb. 25).
- c) Inmitten der Abbildung, im Gebiet der Ausfüllung Nr. 4b, scheint es, daß in dem unteren Teil Dürrerz fazial in reinen Quarz

übergeht, welcher symmetrisch in die Mitte der Spalte kristallisiert ist und evident jüngeren Pyrit enthält (siehe die entsprechende Tabelle bei Abb. 25). Pyrit ist an Dürrerz auch in der Ausfüllung Nr. 5 gebunden, wo er zwei Bänder bildet, die zwischeneinander ein Eisenspatband enthalten. Im linken Teil der Ausfüllung Nr. 4 ist ebenfalls Pyrit gemeinsam mit Eisenspat im Rahmen der Dürrerze. Vom Bleiglanz in der Ausfüllung Nr. 5 vermute ich, daß er genetisch mit der Entstehung des Dürrerzes verbunden ist; seine Stellung in der Sukzession, besonders das Verhältnis zum Pyrit, ist aus der Abb. 25 gänzlich unklar.

d) Im linken Teil der Abbildung wechseln Bänder von hellem und dunklem Eisenspat (Ausfüllung Nr. 1). Soweit es sich um die Bänder des reinen Quarzes in ihnen handelt, nehme ich an, daß SiO₂ am ehesten relativ jünger ist und vielleicht der Ausscheidungsdauer von reinem SiO₂ inmitten des Bandes Nr. 2, also in der Mitte des symmetrischen Dürrerzganges, entspricht.

Die bildliche Darstellung der ganzen Lokalsukzession für die Abb. 25 ist aus der durchgeführten Diskussion unmöglich und ein solcher Versuch würde die Gefahr der möglichen Übertragung falscher Ergebnisse

in die weiteren Diskussionen bedeuten.

5. Texturen mit Zinkblende

In dem studierten Gebiet ist ZnS deutlich in drei Generationen vorhanden. Der ersten und zweiten Generation gehört fast die ganze Menge ZnS des Adalbert-Hauptganges an; die dritte Generation wurde bei der makroskopischen Untersuchung nur in einer sehr unbedeutenden Menge in den Hohlräumen der Gänge festgestellt.

Zinkblende der ersten Generation

Genetisch ist sie an die Dürrerzgänge gebunden. Am häufigsten bildet sie Bänder an den Rändern der Dürrerzgänge oder sie imprägniert das Gestein in unmittelbarer Nähe der Erzgänge. Handelt es sich um eine Bandtextur bei gleichzeitigem Vorhandensein von Bleiglanz, pflegen die Bänder der Zinkblende bei der Berührung mit dem Nebengestein aufzutreten, dann folgen in der Regel relativ viel mächtigere Bleiglanzbänder, und die Mitte des Ganges bildet Dürrerz. Nach der angeführten mehrfach sich wiederholenden Beobachtung halte ich dafür, daß sich die Bänder der Zinkblende früher als die benachbarten Bleiglanzbänder ausschieden:

Ob sich dieses Verhältnis auch in dem Fall wiederholt, wo die Bandtextur nicht entwickelt ist und PbS sowie ZnS im Dürrerz eingestreut sind, ergibt erst die erzmikroskopische Untersuchung.

Zinkblende der ersten Generation ist meistens von dunkelbrauner Farbe und weist mehr oder weniger deutlichen faserigen, manchmal bis radialen Bau deren Aggregate auf, die andeuten, daß es sich ursprünglich um Wurtzit handeln könnte¹).



Abb. 26. Beweis, daß Zinkblende der II. Generation jünger ist als Eisenspat. 38/N/470-500 m. Der strichlierte Pfeil zielt zur Erdoberfläche.

¹⁾ Der Vorgang der paramorphen Umwandlung in die Zinkblende wurde vorläufig orientierungsmäßig mit Hilfe des Mikroskops festgestellt. ZnS der ersten Generation wird inzwischen durchwegs als Zinkblende bezeichnet und von dem Grad der paramorphen Umwandlung und darüber, ob die ganze ZnS der ersten Generation ursprünglich als Wurtzit ausgeschieden wurde oder keinesfalls, wird im mikroskopischen Teil diskutiert.

Zinkblende der zweiten Generation

Sie ist größtenteils an Eisenspat gebunden. Es handelt sieh hier jedoch nicht um den Eisenspat, welcher die Mitte der symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen bildet, sondern um den Eisenspat, der abgeteilte, manchmal selbständige Ausfüllungen bildet (Farbe des Eisenspates durchwegs hell). Nach der Beobachtung in der Grube vermute ich, daß diese Eisenspatmassen, an welche Zinkblende der zweiten Generation gebunden ist, jünger sind als die symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen und daß sie im Rahmen der jüngeren Zufuhrperiode entstanden.

Zinkblende der zweiten Generation ist braun, größtenteils jedoch einigermaßen heller als ZnS der ersten Generation, von der sie sich makroskopisch hauptsächlich dadurch unterscheidet, daß sie nie die wurtzitartige faserige Struktur aufweist.

Diskutieren wir zwei Abbildungen der Makrotexturen mit dieser Zinkblende:

Abb. 26: Inmitten der starken Eisenspatlage sehen wir einen symmetrischen Streifen mit Zinkblende an den Seiten und mit Kalzit in der Mitte. Die deutliche idiomorphe Abgrenzung des Eisenspates gegenüber der Zinkblende und das Umsäumen der Eisenspatkristalle durch Zinkblende mit der Erhaltung der Umrisse der Eisenspat-Individuen (im rechten Teil der Abbildung merkbar) gemeinsam mit dem symmetrischen Bau (Zinkblende an den Seiten, Kalzit in der Mitte) ergibt, daß es sich hier um die sukzessive Ausfüllung des länglichen Hohlraumes — durch Eisenspat nicht ausgefüllten Raumes in der Spalte, handelt. Der an den Seiten des Ganges vorhandene Kalzit ist zweifellos jünger als Eisenspat; im rechten Teil der Abbildung ist seine Grenze mit Eisenspat deutlich tektonisch ausgeglättet und nach ihr trat teilweise die Neuöffnung der Spalte ein. Er ist wahrscheinlich gleichalt mit Kalzit, der die Mitte des Ganges bildet.

Das relative Alter des schmalen Streifens von Arsenkies bei der tektonischen Eisenspat-Kalzit-Grenze ist nicht ganz klar. Seine Kriställchen sind von der tektonischen Grenze in Richtung in den Eisenspat orientiert; in noch kleinerer Menge ist er bei der Grenze Kalzit-Gestein vorhanden und dabei in Richtung in den Kalzit begrenzt. Es handelt sich wahrscheinlich um Arsenkies sehr junger Entstehung.

Abb. 27: In der Gangausfüllung befindet sich vor allem ein auffallender symmetrischer Gang mit Dürrerz an den Seiten und mit Eisenspat in der Mitte, welchen wir an zahlreichen anderen Stellen als praktisch selbständige Spaltausfüllung beobachten (vgl. z. B. Abb. 7—10). Gewiß gilt auch hier für ihn, daß die Bildung von Dürrerz früher als die Ausscheidung des zentralen Eisenspatbandes eintrat. Auch hier ist die Grenze des Dürrerzes zum Eisenspat nicht tektonisch.

Schwerer ist das Studium des relativen Alters dieses symmetrischen Ganges zu den benachbarten Ausfüllungen. Die Eisenspatpartie

mit Zinkblende an der rechten Seite der Gangausfüllung betrachte ich für jünger als den symmetrischen Dürrerz-Eisenspatgang, welcher Zinkblende nicht enthält. Ich setze voraus, daß bei seiner Grenze mit dem Gestein die Öffnung der Spalte eintrat, und so entstand der Raum

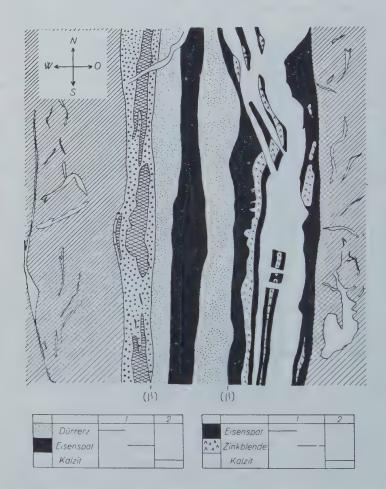


Abb. 27. Beweis, daß Zinkblende der II. Generation gemeinsam mit den Massen des Eisenspates, an die sie gebunden ist, der älteren Zufuhrperiode als Kalzit angehören. 38/N/240—250 m.

für den Aufstieg der Lösungen, die Eisenspat und Zinkblende ausschieden. Soweit es sich um das Verhältnis der Zinkblende zum Eisenspat handelt, ist sehr wahrscheinlich, daß ZnS jünger ist, und zwar mit Rücksicht darauf, wie sie ausläuferartig stellenweise in den Eisenspat eingreift und mit Rücksicht auf die typischen Beweise ihres jüngeren Alters zum Eisenspat, beobachtet an anderen Stellen (vgl. Abb. 26).

Die Ausfüllung Eisenspat-Zinkblende wurde nach ihrer Entstehung durch schwere tektonische Vorgänge betroffen, die deren Zerbrechen und zugleich die weitere Öffnung der Spalte auf der rechten Seite der Gangausfüllung verursachten. In den neuen Räumen schied sich Kalzit als Produkt der weiteren neuen Zufuhrperiode aus.

Das Alter des Bandes, gebildet durch reinen weißen Quarz und Pyrit, mit Rücksicht auf die anderen Ausfüllungen dieser sich mehrfach öffnenden Spalte, ist vollkommen unklar. Verbürgt ist nur, daß dieses Band im Verlauf einer anderen Zufuhrperiode entstand als die symmetrische Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllung und daß es älter ist als Kalzit, welcher es durchbricht.

Für die Ergänzung der Ausführungen über das relative Alter von Zinkblende der zweiten Generation füge ich ein Detail aus der nächsthöheren Sohle (37/S/535—540 m) bei. Hier war klar bemerkbar, daß Zinkblende der zweiten Generation gemeinsam mit Eisenspat, an den sie gebunden ist, einer anderen Zufuhrperiode als Dürrerz + Bleiglanz und als Kalzit angehören (die Abteilung der einzelnen Ausfüllungen, die den selbständigen Zufuhrperioden angehören durch die β -Grenze)¹).

Zinkblende der dritten Generation

Makroskopisch stellte ich sie nur an sehr wenigen Stellen fest (z. B. 38/S/250—270 m). Sie bildete nur feine rötliche Kriställehen in den Hohlräumen.

6. Gegenseitiges Durchbrechen der Dürrerzgänge

Wenn Dürrerz an einer Stelle mehrere Spalten ausfüllt, sind es in der Regel Spalten, die zueinander parallel verlaufen. Die Lösung der Frage, ob das Ausfüllen dieser parallellaufenden Spalten gleichzeitig vor sich ging, ist ungemein schwierig, denn es kommt in der Regel nicht zur Kreuzung der Gänge. Das Vorhandensein einiger parallellaufenden Dürrerz-Ausfüllungen, voneinander durch tektonisch ausgeglättete Flächen abgeteilt (vgl. Abb. 22), beweist, daß sich Dürrerz noch bei dem Neuaufreißen der Spalten bildete (siehe S. 275). Darum ist es auch möglich, daß die parallellaufenden Dürrerzgänge, voneinander durch Gestein abgeteilt, nicht immer durch dieselbe Zufuhr entstanden. Nur an einer Stelle gelang es, dies mit Sicherheit zu beweisen (Abb. 29):

Im linken Teil der Abbildung verzweigt sich der Dürrerzgang, und seine Gangausläufer durchbrechen den fast parallellaufenden Gang, durch helles Dürrerz gebildet, der deutlich eingestreuten Pyrit und Partien weißen Quarzes enthält. Es ist sehr interessant, daß in den Gangausläufern die Tendenz der Lösungen merkbar ist, die durch-

¹⁾ Siehe Abb. 3 in meinem Vortragsreferat (J. Kutina 1955). Text bei Abb. 1 und 3 wurde in der Zeitschrift (nicht aber in den Sonderdrucken) verwechselt.

mengte Ausfüllungsmasse auf Dürrerz und Eisenspat zu differenzieren (siehe hauptsächlich die symmetrische Ausfüllung des Gangausläufers im oberen Teil der Abbildung). In den Endpartien der Gangausläufer



Abb. 28. Mächtiges Durchbrechen des symmetrischen Dürrerz - Eisenspat - Ganges durch die zufuhrmäßig jüngeren Produkte. Am zentralen Eisenspatband ist merkbar, daß die tektonischen Bewegungen ein gewisses "Schleppen" älteren Ausfüllung hier verursachten. Der schmale Eisenspatstreifen bei der rechten oberen Seite der Abbildung (an der Grenze mit dem umliegenden Gestein) sieht aus, als ob er dem vom zentralen Eisenspatbandumplazierten Siderit angehören würde. Die Eisenspatstreifen im linken Teil der Abbildung, ausgeschieden in der mäßig aufgerissenen Spalte bei der Grenze mit dem Gestein, sowie die wiederholte Beobachtung, daß die Zinkblende der II. Generation nicht selbst, sondern immer an eine genügende Menge von Eisenspat gebunden, vorkommt, deutet jedoch an, daß minimal ein Teil des Eisenspates die Zinkblende begleitend, sich aus den Lösungen jüngerer Zufuhrperiode als der symmetrische Dürrerz - Eisen-

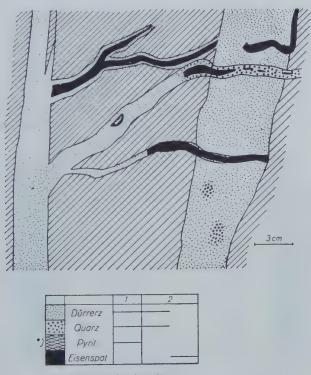
spat-Gang ausschied. Soweit es sich um Kalzit handelt, schied er sich zweifellos in der jüngeren Zufuhrperiode als Zinkblende und der mit ihr vergesellschaftete Eisenspat aus. Im gegebenen Detail sind dafür zwar keine entsprechenden Kriterien (aus diesem Grunde verzeichne ich nicht im Diagramm die Grenze zwischen der zweiten und dritten Zufuhrperiode), nach zahlreichen Beobachtungen an mehreren Stellen (vgl. Abb. 27) ist dies jedoch notwendig, vorauszusetzen. Entweder kam es hier vor der Entstehung des Kalzites zur Neuöffnung der Querspalte oder es kam zum Ausscheiden des Kalzites in den nicht erfüllten Hohlräumen.

Der rechte obere Teil der Abbildung, welcher die Bandtextur Eisenspat-Zinkblende-Kalzit aufweist, ist einigermaßen idealisiert, denn die gegebene Stelle war ziemlich zerbröckelt. 38/N/270-280 m.

kam es zum Ausscheiden meistenteils des alleinigen Eisenspates oder des reinen Quarzes, gegebenenfalls zum Ausscheiden beider Minerale.

7. Verdrängen des Eisenspates durch Dürrerz

Makroskopisch beobachtete ich diese Erscheinung deutlich nur im Gebiet, aus dem die Abb. 36 stammt.



*) In der Abbildung nicht eingezeichnet.

Abb. 29. Ausnahmefall, wo die Ausläufer einer Dürrerzausfüllung die parallellaufende Dürrerzausfüllung durchbrechen und somit beweisen, daß die parallellaufenden, durch Gestein voneinander abgeteilten Dürrerzausfüllungen nicht in der gleichen Zeit entstehen mußten. Bemerkenswert ist die Veränderung der Mineralzusammenstellung in den Ausläufern, gegenüber der Hauptausfüllung (siehe Erläuterung im Text). 38/S/245—255 m.

Hier beobachten wir deutliches Eindringen der kleinen Gangausläufer von Dürrerz in die Eisenspatmasse (Abb. 36). Besonders an der Stelle mit "A" bezeichnet wurde das metasomatische Eindringen sogar sehr feiner Gangausläufer von Dürrerz in den Eisenspat beobachtet. Der verdrängte Eisenspat ist hell gelbbraun und durch dessen Feinkörnigkeit und Nichtbröckeligkeit (sehr konsistent) unterscheidet er sich makroskopisch von dem üblichen normalen Eisenspat, der unweit vom verdrängten und durch Aussehen abweichenden Eisenspat gleichfalls vorhanden ist. Dieser abweichende Typ des Eisenspates wird später der Laboratoriumsuntersuchung unterzogen. Im Dürrerz, das Eisenspat verdrängt (besonders im kleinen Gangausläufer, mit "B" bezeichnet), ist eine bedeutende Menge von Sulfoantimonid des Bleis

10 cm Dürrerz Eisenspat

Abb. 30. Typisches Beispiel des "fleckartigen" Eisenspates in der Mitte eines Dürrerzganges. Erläuterung im Text. 39/N/510—520 m.

enthalten. An anderen Stellen von Dürrerz ist im Gebiet der Abbildung genügend Pyrit und stellenweise Arsenkies vorhanden.

An eirer anderen Stelle (38/S/590—570 m) wurde eine Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllung festgestellt, die ebenfalls das Verdrängen des Eisenspates durch Dürrerz oder wenigstens das Überdecken deren Ausscheidungsintervalle bedeuten könnte.

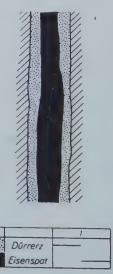


Abb. 31. Berührung des dunklen und hellen Eisenspates. Die dunkle Farbe von Eisenspat ist hier überwiegend an den Randteil des zentralen Eisenspatbandes gebunden. 39/S/360-350 m.

8. Vorkommen der Karbonate

Eisenspat ist das älteste aller Karbonate und ich beobachtete im ganzen Gebiet der 38. und 39. Sohle keine Ausnahme von dieser Regel. Seine Farbe ist meistenteils hellbraun, stellenweise geht sie ungewöhnlich ins Dunkle bis Schwarzbraune über. Die Übergänge vom Hellen ins Dunkle sind manchmal ganz allmählich, manchmal scheinen sie jedoch genügend scharf zu sein. Man kann drei Arten des Vorkommens von dunklem Eisenspat unterscheiden:

- a) Das zentrale Eisenspatband in den symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen ist manchmal¹) grob gefleckt, wobei der dunkle Eisenspat eben diese oft bedeutend große Flecke bildet (z. B. Abb. 30). Die Verteilung der dunklen Partien ist manchmal ganz unregelmäßig, ein andermal sind sie im größeren Maße an die Randteile des zentralen Eisenspatbandes gebunden und pflegen dann mit ihm parallellaufend zu sein (Abb. 31). Nur vereinzelt stellte ich (in einem Gangausläufer des Adalbert-Hauptganges) das zentrale Eisenspatband, fast gänzlich durch dunklen Eisenspat gebildet, fest (Abb. 11).
- b) Selbständige, oft mächtige Massen von hellem Eisenspat gehen stellenweise in sehr dunklen, fast schwarzbraunen Eisenspat über, welcher auch über 1 m ausgedehnte Partien bildet (besonders im nördlichsten Teil der 38. Sohle). Die Übergänge in hellen Eisenspat pflegen oft sehr deutlich allmählich zu sein.
- c) Der vollständig dunkle Eisenspat bildet stellenweise schmale symmetrische Äderchen mit Kalzit bzw. mit weißem Quarz und Kalzit in der Mitte (z. B. Abb. 13)²), die jünger als die symmetrischen Dürrerz-Eisenspatgänge sind.

Die Dunkelheit des Eisenspates wird wahrscheinlich durch das lokale Anhäufen heterogener Erzbeimischungen verursacht. Diese Frage wird durch Laboratoriumsmethoden in einem anderen Teil der Arbeit gelöst werden.

Ankerit

ist jünger als Eisenspat und älter als Kalzit. Seine Farbe ist hell gelblich. An einigen Stellen ist merkbar, daß es nach der Entstehung des Eisenspates und vor der Ausscheidung von Ankerit zu kleineren tektonischen Bewegungen kam, die ein mäßiges Zerbröckeln des Eisenspates verursachten (Abb. 40). An einigen anderen Stellen ist diese Zermalmung nicht merkbar.

Kalzit

Nach der Entstehung von Ankerit und vor der Ausscheidung von Kalzit kam es zu viel mächtigeren tektonischen Vorgängen, welche

¹) In den häufigsten Fällen ist jedoch das zentrale Eisenspatband nur durch hellen Eisenspat gebildet.

²) Beim Umzeichnen der Gangdetails für den Druck war durch die Dunkelheit der Farbe der helle und dunkle Eisenspat nur in den Fällen unterschieden, wo beide im gegebenen Gangdetail gemeinsam vorkamen und sie klar voneinander verschieden waren (d. i. Abb. 11, 30, 31, 35). Auf den anderen Abbildungen wurde der Eisenspat durchwegs dunkel, ohne Rücksicht auf dessen Farbe 'm Gangdetail, eingezeichnet.

die größten waren, die den Adalbert-Hauptgang im Verlauf seiner Bildung betrafen. Von Karbonaten schied sich in den neu entstandenen Räumen Kalzit aus. Seine Farbe ist weiß oder mit einem rosigen Stich vom Mn-Gehalt. Nach der Veränderung der Farbe kann man schon vorläufig urteilen, daß der Mn-Gehalt im Kalzit an verschiedenen Stellen der 38. und 39. Sohle verschieden ist.

Da Ankerit verhältnismäßig selten und durch sein Vorkommen oft nur auf gewisse Gebiete begrenzt ist, folgt in der Sukzession nach Eisenspat größtenteils direkt Kalzit (siehe z.B. Abb. 33, 34). An einigen Stellen wurden die leeren Hohlräume im Eisenspat durch Kalzit

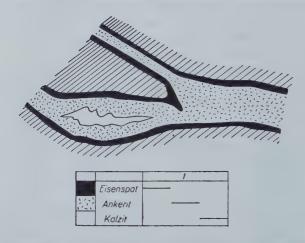


Abb. 32. Sukzessives Ausscheiden der drei Karbonate in derselben Spalte. Da sie sich durchwegs durch die Grenzen α berühren, ist es schwer, zu entscheiden, wieviel Zufuhrperioden sich hier geltend machten (siehe Erläuterung im Text). $39/N/470-460~\mathrm{m}.$

ergänzt (Abb. 10) oder zumindest setzen sich in ihnen an die Eisenspatkristalle Kalzitkristalle an. Bei der Diskussion dieser Stellen könnte der Eindruck entstehen, daß Kalzit aus denselben Lösungen wie Eisenspat entstand und daß er also derselben Zufuhrperiode angehört. In der Nähe solcher Stellen beobachten wir jedoch größtenteils auch die Ausscheidung von Kalzit in den tektonisch neu eröffneten Spalten. Dies deutet an, daß auch Kalzit, in Drusen-Hohlräumen des Eisenspates vorhanden, aus den Lösungen der neuen Zufuhrperiode ausgeschieden wurde, die auch in dieser Zeit in die älteren unergänzten Räume (Drusen-Hohlräume) der Gangausfüllung eindrangen.

An einer Stelle der 39. Sohle (Abb. 32) war eine reine Karbonatausfüllung einer der Spalten mit klarer Sukzession merkbar: Eisenspat-Ankerit-Kalzit. Hier füllt Kalzit den durch Ankerit nicht ausgefüllten Raum (Hohlraum) inmitten der Spalte aus. Mit Rücksicht auf den Charakter anderer nahestehender Ausfüllungen nehme ich an, daß auch hier Kalzit der neuen Zufuhrperiode angehört, nämlich der jüngeren als der, während welcher sich Ankerit ausschied. Soweit es sich um die Beziehung zwischen Eisenspat und Ankerit handelt, ist nicht klar, ob die Ausscheidung von Ankerit an diesen Stellen aus denselben Lösungen gleich nach dem Eisenspat folgte oder ob zwischen deren Ausscheiden eine Zwischenzeit war, während der das Ausscheiden nicht

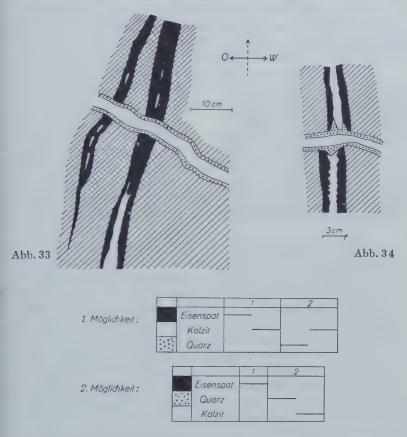


Abb. 33 und 34. Kleine Texturen des Durchbrechens für die Lösung der Frage festgehalten, ob Kalzit inmitten älterer sowie jüngerer Spalten derselben Generation angehört oder nicht angehört. 38/N/435—445 m. Der strichlierte Pfeil zielt zur Erdoberfläche.

vor sich ging. Es ist nicht klar, ob hier das Ausscheiden von Änkerit erst aus den Lösungen der neuen Zufuhrperiode eintrat, deren Aufstieg an anderen Stellen (vgl. Abb. 40) mit den tektonischen Vorgängen, begleitet durch mäßige Bröckelung unter Entstehung eines neuen Raumes für das Ausscheiden, verbunden war. Ich vermute, daß Ankerite beider Arten des Vorkommens sich durch die Zeit der Entstehung entsprechen. Bei der Parallelisierung der Zufuhrperioden und der Zu-

sammenstellung der Gesamtsukzession (Kapitel F und G) reihe ich hier auch Ankerit der Abb. 32 in die jüngere Zufuhrperiode als Eisenspat ein.

Die Einreihung von Kalzit in die jüngere Zufuhrperiode als Ankerit ist ohne Zweifel und deutlich begründet z. B. durch die Abb. 41. Während der Zeit, wo die Lösungen Chemismus und physikalisch-chemische Bedingungen günstig für das Ausscheiden von Kalzit hatten, traten tektonische Bewegungen ein, welche stellenweise das Neuaufreißen der Spalten mit Zeitpausen verursachten. Ein Beweis dessen sind die parallellaufenden Kalzitausfüllungen, voneinander durch tektonisch ausgeglättete Flächen (β -Grenzen) abgeteilt.

Es besteht die Möglichkeit, daß das Ergebnis dieser tektonischen Vorgänge auch das Durchbrechen der Äderchen ist, die beide Kalzit enthalten (Abb. 33 u. 34). Solche Fälle kann man auf zwei Arten

erklären:

a) In älteren Spalten (Abb. 33, 34) schied sich nur Eisenspat aus und die Mitte blieb unausgefüllt. Nach der Entstehung der Querspalten und deren Öffnen trat das Ausscheiden von Kalzit nicht nur in ihnen selbst, sondern auch inmitten der älteren Spalten ein.

b) Die Entstehung der Querspalten und deren Eröffnung trat erst nach der Ausscheidung von Kalzit in symmetrischen Eisenspat-Kalzit-

Äderchen ein.

Die zweite Auffassung bezeugt:

1. das Vorhandensein des SiO₂-Bandes an den Seiten der jüngeren Äderchen und das Nichtvorhandensein dieser Bänder an der Grenze Kalzit-Eisenspat in älteren Äderchen. Ganz beweiskräftig ist dieses Kriterium jedoch nicht, da a) es sich in einem Fall um das Ausscheiden von SiO₂ an der Berührung vorwiegend mit dem Gestein und im anderen Fall an der Berührung mit Eisenspat handelt; b) in einigen Eisenspat-Kalzit-Äderchen an der 38. und 39. Sohle fein kristallisierter Quarz jünger als Eisenspat und älter als Kalzit vorkommt.

2. Das Eindringen der Masse SiO₂ nach der Grenze Eisenspat-Kalzit (Abb. 34) deutet an, daß Kalzit in der Mitte des Eisenspat-

Kalzit-Aderchens schon vor der SiO2-Zufuhr vorhanden war.

9. Vorkommen der Kupfererze

Die Lösung der Zufuhrzeit und des Ausscheidens der Cu-Erze ist eines der schwierigsten Probleme bei der Diskussion der Entstehung des Adalbert-Hauptganges. Die Kupfererze sind vorhanden 1. im Dürrerz, 2. im Eisenspat, 3. in anderen Assoziationen.

1. Vorkommen im Dürrerz

Makroskopisch beobachtete ich Cu-Sulfoantimonide von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe, die dem Bournonit und Tetraedrit¹) an-

¹⁾ Die genaue erzmikroskopische und röntgenometrische Bestimmung wird in einem der weiteren Teile dieser Arbeit dargelegt.

gehörten. Sie bilden Körner im Durchmesser bis 2 cm, evtl. auch mehr, manchmal auch feine Gebilde, parallel mit der Richtung des Ganges sich ausdehnend (z. B. an der Stelle 38/N/95-130 m).

2. Vorkommen im Eisenspat

a) Im Eisenspat, der die Mitte der symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen bildet. Makroskopisch wurde Kupferkies beobachtet; er bildete kleinere längliche Akkumulationen an der Grenze des zentralen Eisenspatbandes mit Dürrerz sowie in der Mitte des Eisenspatbandes (Abb. 28). Es ist möglich, daß man bei eingehender Verfolgung an anderen Stellen Kupferkiesakkumulationen vorfinden würde, die auch unregelmäßig im zentralen Eisenspatband sein könnten, ähnlich

wie stellenweise Pyrit vorkommt (z. B. Abb. 11). An einer Stelle waren mit Kupferkies im zentralen Eisenspatband auch ,.dunkle Cu-Erze"1) vorhanden. In diesem Fall handelte es sich um eine starke Eisenspat-Ausfüllung nur mit schmalen Streifen von Dürrerz an den Seiten (ein seltener Fall vom Standpunkt der relativen Breite von Eisenspat-Dürrerzbänder sowie vom Standpunkt der Cu-Erze).



2cm

Abb. 35. Umsäumung des hellen Eisenspates um die Kupferkieskörner im Gebiet des sehr dunklen Eisenspates. 39/S/220 m.

b) In Eisenspatmassen, die nicht die Mitte der symmetrischen Dürrerz-Eisenspatgänge vorstellen. Hier ist die hauptsächliche Menge der makroskopisch sichtbaren Cu-Erze konzentriert. Meistenteils handelt es sich um Kupferkies, weniger um "dunkle Cu-Erze". Eisenspat, in dem Cu-Erze vorkommen, stellt manchmal Bänder vor, die mehrfach mit Dürrerz we hseln und von ihm nicht tektonisch abgeteilt sind; es ist dies wahrscheinlich nur eine andere Entwicklung in der Ausscheidung der Dürrerz- und Eisenspatmasse, als die Bildung der symmetrischen Dürrerz-Eisenspatgänge mit zentralem Eisenspatband war.

An einigen Stellen stellt Eisenspat, in dem Cu-Erze eingewachsen sind, eine Masse vor, die mehr oder weniger klar jünger als Dürrerz ist. Zu den klaren Fällen gehört eine größere Akkumulation von Kupferkies ungefähr 6 m in nördlicher Richtung von der Stelle der Abb. 22. Die Mächtigkeit des Bandes Nr. 6 der Abb. 22 nimmt hier stark zu und enthält viel Kupferkies. Das Band Nr. 6 gehört verborgen der jüngeren Zufuhrperiode als Dürrerz an (siehe die Begründung auf S. 276).

c) Akkumulation im dunklen Eisenspat mit den charakteristischen

Umrandungen.

1) Die genaue erzmikroskopische und röntgenometrische Bestimmung wird in einem der weiteren Teile dieser Arbeit dargelegt.

Soweit Kupferkies oder Pyrit im Eisenspat, der eine dunkle Farbe aufweist, akkumuliert sind, gehört es zur laufenden Erscheinung, daß Eisenspat in der Umgebung dieser Akkumulationen eine helle Farbe aufweist (Abb. 11, 35). Die hellen Umrandungen um den Kupferkies und Pyrit erhalten im großen und ganzen deren Umrisse und gehen in den dunklen Eisenspat über. Es handelt sich hier nicht um zwei



Abb. 36. Eine der wenigen Stellen, wo der Eisenspat deutlich älter als Dürrerz vorhanden war (siehe metasomatisches Eindringen des Dürrerzes in den Eisenspat, besonders inmitten der Abbildung). $38/N/0-15\,$ m.

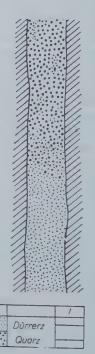


Abb. 37. Einer der Fälle der fazialen Entwicklung von reinem, weißem Quarz aus Dürrerz. 39/N/370—360 m.

Generationen von Eisenspat! Den Übergang des hellen Eisenspates in den dunklen kann man sogar an den Spaltflächen seiner größeren Körner am Rand dieser Umsäumungen manchmal beobachten. Hier handelt es sich entweder um das "Ausbleichen" des Eisenspates infolge der Bildung von Akkumulationen des Kupferkieses und Pyrits oder um das "Nichtdunkelwerden" des Eisenspates in der Umgebung der

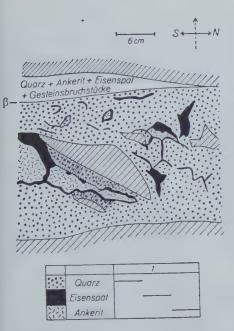


Abb. 38. In den Hohlräumen des Quarzes, welcher der jüngeren Zufuhrperiode als Dürrerz angehört, schied sich Eisenspat und Ankerit aus. Im linken unteren Teil der Abbildung sehen wir, daß von den Gesteinbruchstücken in Richtung gegeneinander zahlreiche Quarzindividuen wachsen, die in den Hohlraum ragen, der zum Schluß sukzessiv mit Eisenspat und Ankerit ausgefüllt wurde.

Weniger mächtige Ausfüllung, von der Hauptausfüllung durch die β -Grenze abgeteilt, hat dieselbe Zusammensetzung (in der gezeichneten Stelle herrscht das zerrüttete Gestein und Quarz über dem Eisenspat und Ankerit vor) und um ½ m in Richtung gegen Süden weist sie deutlich dieselbe Sukzession auf. Mangels weiterer Beobachtungen bleibt ungelöst, ob jede von beiden Ausfüllungen, sich mit der Grenze β berührend, aus den Lösungen entstand, die den Quarz sowie Eisenspat und Ankerit ausschieden, oder ob sich aus diesen Lösungen

nur Quarz ausschied und ob Eisenspat mit Ankerit erst später aus neuen Lösungen entstanden, die in die Hohlräume der beiden selbständigen, früher entstandenen reinen Quarzausfüllungen eindrangen. (Vgl. Text zur Abb. 39.) 39/N/360-370 m.

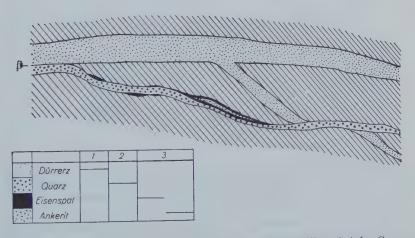


Abb. 39. Selbständige symmetrische Eisenspat-Ankerit-Ausfüllung bei der Grenze des weißen Quarzganges (welcher zufuhrmäßig jünger ist als Dürrerz — siehe das Durchbrechen) deutet an, daß Eisenspat und Ankerit die Hohlräume im Quarz ausfüllend (Abb. 38) durch Lösungen jüngerer Zufuhrperiode als die Entstehung des weißen Quarzes zugeführt werden konnten. 39/N/360—370 m.

genannten sulfidischen Akkumulationen. Wenn die dunkle Farbe des Eisenspates durch die mikroskopische Beimischung heterogener sulfidischer Imprägnationen verursacht ist, dann könnte entweder das Verschwinden einer solchen Beimischung oder deren Nichtbildung in der Umgebung von Kupferkies und Pyrit in Frage kommen. Dies wird noch eingehend durch Laboratoriumsmethoden gelöst werden.

Gemeinsam mit Kupferkies wurden im dunklen Eisenspat ver-

einzelt auch "dunkle Cu-Erze" (38/N/10-40 m) beobachtet.

3. Vorkommen von Cu-Erzen in anderen Assoziationen

An einer Stelle (39/S/340—330 m) war ein 2—3 cm mächtiges Äderchen an den Seiten mit einem symmetrisch ausgeschiedenen Band von reinem Quarz und in der Mitte mit Bleiglanz, Pyrit und dunklen Cu-Erzen vorhanden. An den Stellen, wo die Erze fehlten, füllte die Mitte ein weißes Karbonat aus.

10. Brekzien- und Kokardentexturen

Im Absatz Nr. 8 ("Vorkommen der Karbonate") erläuterten wir, daß die tektonischen Vorgänge am mächtigsten den Adalbert-Hauptgang vor der Ausscheidung von Kalzit betroffen haben und daß es zum kleineren Bröckeln auch vor der Ausscheidung von Ankerit kam.

Die tektonischen Vorgänge vor der Ausscheidung von Kalzit verursachten das mächtigste Zermalmen des Ganges in nördlichsten Teilen der studierten zwei Sohlen (Abb. 40, 41) in der Nähe der Lettenkluft. Am deutlichsten ist es im Nordteil der 38. Sohle in der Strecke zwischen der 21. und 22. Firste (Abb. 40) merkbar. Hier "schwimmen" ganze große Blöcke der zerrissenen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllung (auch mit Bleiglanzinhalt) in der Masse milehig weißen, rosig gefärbten Kalzites, welcher stellenweise den Raum in der Breite bis 1 m ausfüllt oder ergänzt.

Auf Grund der Ergebnisse nichtzermalmter oder weniger tektonisch betroffener Teile der Gangausfüllung versuchen wir die Evolution der durch Zermalmen stark betroffenen Gebiete zu rekonstruieren.

Abb. 40: Die Evolution der eingezeichneten Ausfüllung stelle ich mir folgendermaßen vor: ursprünglich kam es in der Spalte zur Entstehung der im Grunde aus Dürrerz und Eisenspat bestehenden Ausfüllung, wobei sich die Hauptmasse des Eisenspates mäßig exzentrisch in der Mitte der Spalte ausschied. Die Grenze des zentralen Eisenspatbandes war nicht und ist nicht gegenüber dem benachbarten Dürrerz tektonisch. Für die Sukzession Dürrerz-Eisenspat gilt die Sukzession, angeführt im Absatz "Die symmetrischen Bandtexturen mit Dürrerz an den Seiten und mit Eisenspat in der Mitte". Im Dürrerz ist stellenweise Bleiglanz vorhanden, der genetisch an dieses gebunden ist.

Nach der Beendigung der Bildung von Dürrerz und wahrscheinlich auch nach der Beendigung des Ausscheidens des zentralen Eisenspatbandes¹) kam es an der Westseite der Abbildung zu einer mäßigen Öffnung der Spalte nach der Grenze Dürrerz-Nebengestein und zur

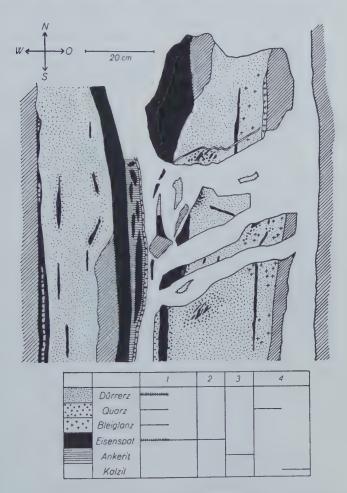


Abb. 40. Mächtiges Zerrütten der Gangausfüllung, von Neuaufreißen der Spalte begleitet. Das Ergebnis der tektonischen Vorgänge vor der Ausscheidung der Produkte der jüngsten Zufuhrperiode. 38/N/570—595 m.

Ausscheidung von Eisenspat symmetrisch in Richtung von den mäßig geöffneten Wänden.

Nach der Beendigung des Ausscheidens von Eisenspat kam es zu dessen mäßigem Zerbröckeln ungefähr in der Mitte des Ganges und

¹⁾ Weniger wahrscheinlich im Laufe seines Ausscheidens (siehe Diskussion im Absatz "Störung der Symmetrie der Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen").

zum Aufstieg der Lösungen von abweichendem Chemismus (evtl. Lösungen, in denen andere physikalisch-chemische Bedingungen vorherrschten), die nicht mehr Eisenspat, sondern Ankerit ausschieden.

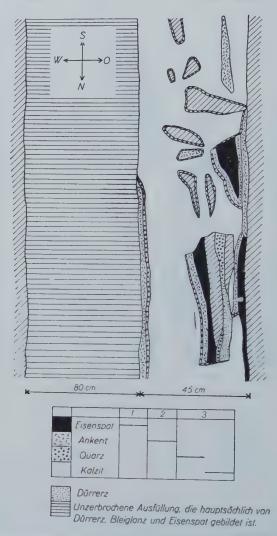


Abb. 41. Kokardenartige Umrandung der Brucl stücke der Gangausfüllung und des Gesteins durch Quarz, in der jüngeren Kalzitmasse. 29/N/500—510 m.

Die weitere Zermalmung, die später eintrat, war weit stärker und verursachte mächtiges Zerreißen sogar auch der festen Dürrerz-Ausfüllung. Es war von einer wesentlichen Öffnung der Spalte begleitet, wodurch neue, bedeutend umfangreiche Räume für den Zugang der Lösungen entstanden. Aus den neuen Lösungen schied sich zuerst der Quarz aus, der in der Mitte der Abbildung hauptsächlich die Ankeritlage umsäumt. Der Rest des Raumes war mit Kalzit ausgefüllt.

Das Band SiO₂ inmitten des schmalen, symmetrischen Eisenspatbandes bei der Westgrenze der Ausfüllung schied sich entweder gleichzeitig mit dem SiO₂-Band, welches Ankerit einsäumt, aus oder schon früher vielleicht aus denselben Lösungen, welche die Entstehung des Eisenspates verursachten.

Abb. 41: Die stark zermalmte Zone ist hier wiederum (ähnlich wie an der 38. Sohle, vgl. Abb. 40) an der Ostseite der Gangausfüllung. Es ist dadurch verursacht, daß der tektonische Druck viel mehr auf diesen bedeutend steil stehenden und gegen Osten fallenden Teil des Ganges wirkte. In dem zermalmten Ostteil des Ganges entstand durch die Zugwirkung eine bedeutende Öffnung der Spalte und der Hauptteil des freien Raumes wurde durch Kalzit aus den neu eindringenden

Lösungen ergänzt.

Zum Unterschied von der Abb. 40 ist hier nicht genügend klar merkbar das Zermalmen jünger als Eisenspat und älter als Ankerit. Nur ein Eisenspatbruchteil inmitten der Abbildung "schwimmend", auf ihrer rechten Seite, deutet vielleicht an, daß es hier ebenfalls zu einem gewissen Zermalmen zwischen der Entstehung von Eisenspat und Ankerit kam: der Eisenspatbruchteil ist nämlich von zwei Seiten mit Ankerit umhüllt, so daß die Möglichkeit des symmetrischen Ausscheidens von den Wänden des Eisenspates und nach ihm des Ankerits wahrscheinlich nicht besteht (wenn beide Seiten, zu denen das Ankeritband anliegt, einen scharfen Winkel bilden). Es ist jedoch nicht besonders typisch und es wiederholt sich nicht; darum ist im Diagramm bei Abb. 41 die Grenze zwischen der ersten und zweiten Zufuhrperiode unverbürgt.

Das mächtige Zermalmen vor der Ausscheidung des Kalzits ist hier wiederum außergewöhnlich ausdrucksvoll. Besser als in Abb. 40 ist hier das Ausscheiden von SiO_2 vor Kalzit aus denselben Lösungen merkbar. Die schmale Quarzzone umsäumt in der Schnittebene meistenteils vollkommen die Bruchstücke des Nebengesteins und der Gangausfüllung, wodurch es zur Entstehung der "Kokardentextur" kommt.

Kleine Kokardentexturen (Abb. 42):

In der Kalzitgangausfüllung sind an zahlreichen Stellen der 38. und 39. Sohle sehr häufig Bruchteile des umliegenden Gesteins eingeschlossen. An einigen Stellen sind sie durch eine schmale Zone des Quarzes umgeben (Abb. 42), ähnlich wie in der Abb. 41, ein andermal lassen sie diese Umrandungen vermissen. Es ist interessant, daß solche Umrandung nicht immer von allen Seiten der Gesteinbruchstücke vorhanden ist (Abb. 42). Da ganze Bruchstücke durch dasselbe Gestein gebildet sind, kommt verschiedener Einfluß der Unterlage auf das Ausscheiden von SiO₂ an verschiedenen Stellen der Bruchstücke nicht in

Erwägung. Die Ursache kann man also 1. in der Strömung der Lösungen, das zur Folge das Ansetzen von SiO_2 nur an bestimmte Seiten der Gesteinbruchstücke hatte, betrachten oder 2. muß der tektonische Grund gesucht werden.

Ich verfolgte eingehender die Verteilung der durch Quarz nicht bedeckten Seiten der Bruchstücke an verschiedenen Stellen der untersuchten Sohlen, doch stellte ich keine deutliche Regelmäßigkeit fest. Im Gegenteil stellte ich Kriterien fest, welche für die tektonische Erläuterung der Erscheinung sprechen. So z. B. sind im linken Teil der Abb. 42 zwei der größeren Bruchstücke zueinander durch nicht mit

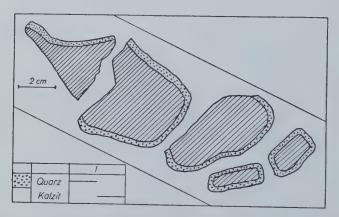


Abb. 42. Bruchstücke des Gesteins, scheinbar in der Kalzitmasse "frei schwimmend", sind mit Quarz unter der Entstehung der Kokardentextur umrandet. Das festgehaltene Detail ist ein Beweis, daß die zerrüttenden Vorgänge, welche sich überwiegend vor dem Beginn des Ausscheidens der Minerale der jüngsten Zufuhrperiode abspielten, im geringen Maße noch im Verlauf dieser Zufuhrperiode fortsetzten, in der Zeit, wo sich Quarz nicht mehr ausschied (siehe die durch Quarz nicht bedeckten Seiten der zwei sich gegenüberliegenden Bruchstücke, die ursprünglich miteinander zusammenhingen). 38/N/305—330 m.

Quarz bedeckte Seiten so orientiert, daß deren ursprünglicher Zusammenhang unzweifelhaft ist. Deren Zerreißen trat in der Zeit ein, wo sich SiO₂ aus den Lösungen nicht mehr ausschied. Dieser und eine Reihe anderer Fälle weist darauf hin, daß die zermalmenden tektonischen Vorgänge in der Spalte noch in der Zeit fortsetzten, wo sich Quarz aus den Lösungen schon nicht mehr ausschied.

Sehr bemerkenswert ist, daß zahlreiche feinere Gesteinbruchstücke sich in der Ebene des Aufschlusses gegenseitig nicht berühren (Abb. 42). Ich nehme an, daß sich in Wirklichkeit diese Bruchstücke im Raum berühren und daß eine an das andere angelehnt eine gewisse zusammenhängende "Barrikade" bilden, deren Zwischenräume Kalzit ausfüllt. In einer gewissen Schnittebene können sich uns die Bestandteile dieser "Barrikade" begreiflicherweise als "freischwimmend" in der Kalzit-

masse zeigen. Sollten sich die Bruchstücke miteinander nicht berühren und wenn sie tatsächlich frei im Karbonat situiert wären, würde dies bedeuten, daß das Karbonat aus stark viskosem Gel entstand. Ich vermute, daß dies nicht der Fall war.

Zum Vergleich sei angeführt, daß F. Pošepný (1893) bei der Diskussion ähnlicher Fälle immer die Berührung der Bruchstücke fand, wenn er plattenartig die Stücke zerschnitt, an deren Oberfläche sich diese Bruchstücke nicht berührten.

F. Feststellung der Teilsukzessionen aus den Lokalsukzessionen und die Parallelisierung der Zufuhrperioden

1. Allgemeines

Für jede einzelne Abbildung des Gangdetails oder Durchschnitts der Gangausfüllung stellte ich nach der entsprechenden Diskussion die Sukzession fest, die wir als Lokalsukzession bezeichnen werden. In den Lokalsukzessionen teilte ich voneinander durch senkrechte Linien und bezeichnete mit arabischen Ziffern diejenigen Zufuhrperioden, deren Unterscheidung mir unzweifelhaft schien (nach Zermalmungserscheinungen, Durchbrechen, nach der Berührung durch die Grenzen β u. ähnl.). Es ist begreiflich, daß im Fall der Berührung der Produkte verschiedener Zufuhrperioden durch die Grenzen α es oft nicht möglich war, zu unterscheiden, ob es sich um eine oder mehrere Zufuhrperioden handelt. In solchen Fällen führe ich aus Mangel an Kriterien die Unterscheidung der Zufuhrperioden nicht durch.

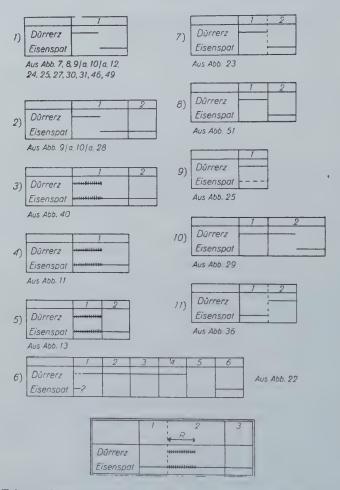
Unsere Aufgabe besteht nun darin, auf Grund dieser Lokalsukzessionen ein Diagramm, welches die Gesamtsukzession für den Adalbert-Hauptgang im Gebiet der 38. und 39. Sohle ausdrückt, zusammenzustellen, die Zufuhrperioden, welche in den Lokalsukzessionen bezeichnet sind, zu parallelisieren und die Evolutionsstadien festzustellen. Das direkte Zusammenstellen der Gesamtsukzession aus den Lokalsukzessionen würde sehr wahrscheinlich zu zahlreichen Unstimmigkeiten und Ungenauigkeiten im Diagramm, welches die Gesamtsukzession ausdrückt, führen. Wenn wir erwägen, daß jeder Fehler im Diagramm der Gesamtsukzession die Übertragung der Fehler in die geochemischen Diskussionen, welche sich an die Gesamtsukzession anlehnen werden, bedeuten würde, sehen wir, daß wir deren Zusammenstellung die größte Sorgfalt widmen müssen.

Deswegen wählte ich folgenden Arbeitsvorgang: aus allen Lokalsukzessionen werden wir sukzessiv und systematisch verschiedene Sukzessionsbeziehungen bestimmter Minerale herausschreiben. Für die
einzelnen Gruppen von zwei, drei Mineralen oder für höhere Gesamtheiten der Minerale schreiben wir also alle deren verschiedene Sukzessionsverhältnisse auf und von denen stellen wir für diese Gesamtheiten der Minerale Teilsukzessionen zusammen, welche allen ausgeschriebenen verschiedenen Stellungen in der Sukzession entsprechen

werden. Erst dann stellen wir aus den Teilsukzessionen die Gesamtsukzession zusammen. Dabei führen wir gleichzeitig die Parallelisierung der Zufuhrperioden durch.

2. Zusammenstellung der Teilsukzessionen Dürrerz-Eisenspat (Tab. 1)

In Tab. 1 sind alle verschiedenen Sukzessionsbeziehungen zwischen Dürrerz und Eisenspat herausgeschrieben, die aus den Lokalsukzes-



Tab. 1. Zusammenstellung der Teilsukzession Dürrerz-Eisenspat.

sionen, eingezeichnet bei den einzelnen Abbildungen, gewonnen wurden¹). Bei jedem kleinen Diagramm ist angeführt, aus welchen Abbildungen

¹⁾ Hier und weiters wurden gleichfalls Abbildungen, welche in dieser Arbeit nicht publiziert sind, angewandt (d. s. Abb. 43—51).

bzw. aus welcher entsprechenden Lokalsukzession es stammt. Wenn bei einer Abbildung zwei mögliche Fälle des Sukzessionsverhältnisses eingezeichnet wurden (z. B. bei Abb. 9), sind hier beide angeführt und es wurde z. B. die Bezeichnung 9 a, 9 b angewandt. Bei der Zusammenstellung der Teilsukzession ist hierauf Rücksicht genommen.

Der eigene Vorgang nach Tab. 1: Diskutieren wir zuerst die einfachen Fälle der Sukzession und die Sukzession Nr. 6 lassen wir vorläufig beiseite. Wir sehen, daß hier die Fälle des gleichzeitigen Alters von Dürrerz mit Eisenspat vorkommen (in Nr. 3-5 als verbürgt, in Nr. 9 als unverbürgt). Weiter ist der Fall von älterem Eisenspat als Dürrerz vorhanden (Nr. 11) und mehrere Fälle, wo Eisenspat jünger ist als Dürrerz (z. B. Nr. 1). Aus der Sukzession z. B. Nr. 2 geht hervor, daß die Bildung des als Dürrerz jüngeren Eisenspates durch die Zeitgrenze zwischen der ersten und zweiten Zufuhrperiode unterbrochen wurde. Drücken wir diese Daten diagrammatisch aus, erhalten wir im Grunde schon die Teilsukzession Dürrerz-Eisenspat, wie wir sie (allerdings ergänzt) in doppelter Einrahmung am Ende der Tab. 1 sehen. Die querstrichlierte Linie des Ausscheidungsintervalls von Dürrerz und Eisenspat bedeutet, daß sich diese beiden Minerale in dieser Zeit rhythmisch ausscheiden (es handelt sich um die rhythmische Generation).

Diese Vorgänge äußern sich in der Zeit der Bildung von Dürrerz

und Eisenspat im ganzen auf zwei Arten:

a) Im Dürrerz wiederholen sich in Richtung von den Wänden zur Mitte des Ganges mehrfach unzusammenhängende und unregelmäßig begrenzte, schmale Bänder und andere Eisenspatgebilde, stellenweise makroskopisch, immer jedoch mikroskopisch merkbar; nach der mikroskopischen Untersuchung würden wir bestimmt z. B. anstatt der Sukzession Nr. 1 die Sukzession Nr. 4 zeichnen. Die Lagen des Eisenspates sind jedoch auch manchmal zusammenhängend und wechseln gleichzeitig mit Dürrerz in bedeutender Größe (siehe Diskussion der Abb. 25).

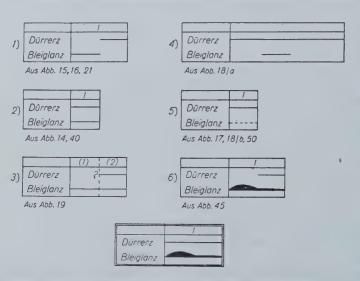
b) Die Wiederholung äußert sich außerdem im neuerlichen Ausfüllen der Spalten mit Dürrerz nach deren sukzessiven Neuöffnen (siehe Diskussion der Abb. 22). Es handelt sich daher um die Repetitionszufuhrperiode. Die Zeitdauer bezeichne ich im Diagramm der Teilsukzession durch beiderseitigen Pfeil und mit dem Buchstaben "R".

Das Produkt beider Vorgänge sind die rhythmischen Generationen und die Repetitionsgenerationen (vgl. das Kapitel "Definition einiger Termini"). Durch die Einzeichnung der Repetition von Dürrerz-Zufuhr glichen wir uns im Diagramm auch mit der Sukzession Nr. 6 und 10 aus, so daß die Teilsukzession nun allen elf Sukzessionen entspricht. Daß die Einzeichnung der Zufuhrrepetition oberhalb des Ausscheidungsintervalls des Dürrerzes vorhanden, gleichzeitig oberhalb des Ausscheidungsintervalls von Eisenspat fällt, widerspricht keinesfalls den Sukzessionen, in denen Eisenspat nicht gleichzeitig mit Dürrerz in den

einzelnen Zufuhren eingezeichnet ist, denn mikroskopisch pflegt Eisenspat in den Dürrerzen durchwegs vorhanden zu sein.

3. Zusammenstellung der Teilsukzession Dürrerz-Bleiglanz (Tab. 2)

Wenn wir in Tab. 2 die Sukzession Nr. 4 nicht berücksichtigen würden und die Teilsukzession mechanisch deduzierten, gelangten wir zur diagrammatisch übereinstimmenden Teilsukzession mit der Suk-



Tab. 2. Zusammenstellung der Teilsukzession Dürrerz-Bleiglanz.

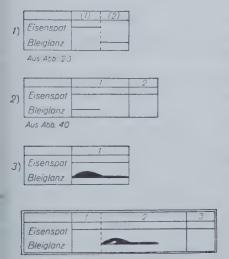
zession Nr. 6. Die Sukzession Nr. 4, welche eine der möglichen genetischen Interpretationen der Abb. 18 ist, führt uns jedoch zur Diskussion des relativen Alters Dürrerz-Bleiglanz zurück, dargelegt auf S. 269—271. Die dort angeführte Analyse kann man übersichtlich als Lösung haupt-ächlich von vier Fällen rekapitulieren:

- a) Der Gang des alleinigen Dürrerzes ohne makroskopischen Bleiglanz,
- b) Dürrerz mit deutlich eingestreutem PbS im ganzen Gangdurchschnitt,
- c) Bleiglanzbänder an den Seiten der Dürrerzgänge,
- d) Bleiglanzbänder nicht ganz an den Rändern der Dürrerz-Ausfüllung.

Das Hauptproblem ist: schieden sich aus bzw. festigten sich im Fall c die Seitenbänder des Bleiglanzes in der gleichen Zeit wie Dürrerz an den Wänden der selbständigen Dürrerz-Ausfüllung (Fall a) oder früher? Für die Lösung dieser Frage finde ich keine Kriterien.

Auf Grund der angeführten Diskussion (S. 271) nehme ich an, daß sich die Hauptmenge des Bleiglanzes in älteren Stadien der Dürrerzbildung ausschied, während sich in den jüngeren Stadien der Dürrerzbildung Bleiglanz in relativ kleinerer Menge ausschied. Nach diesem regle ich die Teilsukzession in Tab. 2. Die Entstehung der selbständigen Bleiglanz-Ausfüllung fällt in dieser Teilsukzession in die ältere Zeit der Evolution der Dürrerzgänge. Daß die Entstehung dieser Ausfüllung nicht ganz von der Bildung des Dürrerzes abgeteilt war, darauf deuten besonders die Dürrerz-Bleiglanz-, Segmentgänge" an (S. 269).

4. Zusammenstellung der Teilsukzession Eisenspat-Bleiglanz (Tab. 3)



Tab. 3. Zusammenstellung der Teilsukzession Eisenspat-Bleiglanz.

In Tab. 3 sind aus den Lokalsukzessionen die Sukzessionsverhältnisse zwischen Eisenspat und Bleiglanz herausgeschrieben (Sukzession Nr. 1—3).

Außerdem sollte man folgendes in Erwägung ziehen: die häufigste Berührung des Bleiglanzes mit Eisenspat ist deren Berührung im Dürrerz, denn sowohl Bleiglanz als auch Eisenspat sind Komponenten des



Tab. 4. Teilsukzession Dürrerz-Eisenspat-Bleiglanz.

Dürrerzes. Da das gegenseitige relative Alter der Dürrerzkomponenten erst erzmikroskopisch zu lösen möglich sein wird, halte ich für richtig, vorläufig deren Verhältnis zum Dürrerz so zu bezeichnen, wie wir die Teilsukzession Dürrerz-Bleiglanz erläuterten. Dieses Verhältnis ergänze ich also in der Tab. 3 als den dritten Fall der Sukzession. Da es sich hier nur um das Verhältnis des Bleiglanzes zum Eisenspat als Komponente des Dürrerzes handelt, ist dies das Verhältnis des Bleiglanzes zur rhythmischen Generation des Eisenspates¹).

Durch das Zusammenfassen der drei Sukzessionen der Tab. 3 erhalten wir die Teilsukzession Eisenspat-Bleiglanz.

¹⁾ Daß Eisenspat im Rahmen des Dürrerzes die rhythmische Generation bildet, erklärten wir auf S. 303.

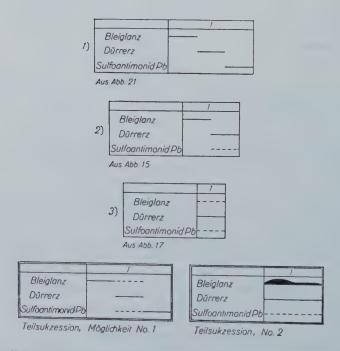
Das direkte Zusammenfassen der drei Sukzessionen der Tabelle ist berechtigt, da 1. die ganze Sukzession Nr. 3 dem Teil der Sukzession Nr. 2 entspricht, wo die Ausscheidungsintervalle von Eisenspat und Bleiglanz übereinander gezeichnet sind, b) Bleiglanz der Sukzession Nr. 1 halte ich nach dem Vorkommen in der Grube als Zeitanalogon mit Bleiglanz der Sukzession Nr. 2 und 3.

5. Zusammensetzung der Teilsukzession Dürrerz-Eisenspat-Bleiglanz (Tab. 4)

Aus den Teilsukzessionen Dürrerz-Eisenspat (Tab. 1), Dürrerz-Bleiglanz (Tab. 2) und Eisenspat-Bleiglanz (Tab. 3) kann man schon eine mehr synthetische Teilsukzession für alle drei zusammenstellen (Tab. 4).

6. Zusammenstellung der Teilsukzession mit Sulfoantimoniden des Bleis (Tab. 5)

Durch das mechanische Zusammensetzen der Sukzessionen Nr. 1 bis 3 in Tab. 5 erhalten wir die Teilsukzession angeführt mit der Bemerkung "Möglichkeit Nr. 1".



Tab. 5. Zusammenstellung der Teilsukzession, die das relative Alter von Pb-Sulfoantimonid gegenüber Bleiglanz und Dürrerz ausdrückt.

Es ist notwendig, zu bemerken:

- 1. Sulfoantimonide des Bleis sind im Dürrerz ähnlich wie Bleiglanz nicht nur an den Rändern, sondern auch inmitten des Ganges eingestreut.
- 2. In den Dürrerzgängen bilden sie nicht zusammenhängende Seitenbänder wie Bleiglanz.
- 3. In den Randteilen der Dürrerzgänge, die den Stellen entsprechen, wo Bleiglanz die Seitenbänder bildet, sind gleichfalls Sulfoantimonide des Bleis eingestreut.
- 4. Soweit wir bei der Teilsukzession Dürrerz-Bleiglanz diese Stellen des Dürrerzes mit Reserve mit der Ausscheidungsdauer der Seitenbänder von Bleiglanz parallelisieren, müssen wir mit Reserve mit ihnen auch die Sulfoantimonide des Bleis, die im Dürrerz eingestreut sind, parallelisieren. Daraus ergibt sich die zweite Möglichkeit der Teilsukzession in Tab. 5. Diese zweite Fassung werde ich für das Zusammenstellen der Gesamtsukzession übernehmen.

7. Zusammenstellung der Teilsukzession, welche das relative Alter der Massen des reinen Quarzes ausdrückt (Tab. 6)

Im Kapitel "Beschreibung der Makrotexturen und deren genetische Diskussion" wurde erläutert, daß Quarz einerseits die Komponente des grauen, erzhaltigen "Dürrerzes" ist, in welchem er sich manchmal fazial in Form von rein weißen oder rauchquarzartig-fleckartigen Partien entwickelt, andererseits bildet er selbständige Ausfüllungen (reiner weißer Quarz), die der jüngeren Zufuhrperiode als Dürrerz angehören. Die Aufgabe dieses Absatzes besteht darin, die Position dieser selbständigen makroskopisch reinen weißen Massen und Partien des Quarzes in der Sukzessionsreihe festzustellen. In den Diagrammen der Abbildungen sind festgehalten: 1. Quarz, der sich aus dem Dürrerz fazial entwickelt (z. B. Abb.29 u. 37, wahrscheinlich Band Nr. 4 b in Abb. 25, rechter innerer Teil des größten Bruchstückes im unteren Teil der Abb. 41). 2. Quarz, der das Ausscheiden des alleinigen SiO2 nach Beendigung der Bildung des Dürrerzes in den neu aufgerissenen Spalten darstellt (Abb. 12, 22—24, 38, 39 und vielleicht auch das Band Nr. 2 in Abb. 25). 3. In den Diagrammen z. B. bei den Abb. 33, 34, 41, 42 ist Quarz verzeichnet, welcher der jüngsten Zufuhrperiode angehört, während der er sich vor der Entstehung des Kalzits ausschied und der stellenweise sehr häufig die Bruchstücke des Gesteins oder der älteren Ausfüllungen unter Entstehung der Kokardentexturen einsäumt (Abb. 42 u. a.). 4. In Abb. 27 ist eine selbständige Quarz-Pyrit-Ausfüllung, von der nicht klar ist, ob sie vor oder nach der Entstehung des Dürrerzes entstand, aber zweifellos stellt sie die Fortsetzung oder die Anfänge der Ausscheidung von SiO2 mit Rücksicht auf das Dürrerz vor (sie gehört allerdings der selbständigen Zufuhrperiode an). Man kann sie mit Reserve zum Vorgang des sukzessiven Öffnens der Spalten in der Zeit zuschreiben, wo sich hauptsächlich Dürrerz bildete (vgl. Abb. 22). In Abb. 23 gehört eine solche Ausfüllung der deutlich älteren Zufuhrperiode als die Massen des reinen Quarzes an. Im Diagramm der Sukzession bei Abb. 13 findet sich Quarz vor, welcher den Kriställehen inmitten der symmetrischen Eisenspatäderchen entspricht, welches jünger ist als Dürrerz. Ein solches Vorkommen von Quarz wiederholt sich genug häufig und man kann es entweder als Zeitanalogon des Quarzes, der sich wo anders (vgl. Abb. 41, 42 u. a) vor der Entstehung des Kalzits ausschied und kokardenartig die älteren Bruchstücke umsäumt, oder es handelt sich um eine selbständige Quarzgeneration, welche jünger ist als die selbständigen Massen des weißen Quarzes und älter als Quarz der Kokardentexturen.



Tab. 6. Teilsukzession, welche das relative Alter der Massen von weißem, reinem Quarz ausdrückt.

An der nächsthöheren Sohle (37. Sohle — Südstrecke) war es möglich, Erscheinungen zu beobachten, welche diese Entstehungsmöglichkeit andeuteten: Zinkblende der zweiten Generation und Kupferkies, inmitten der Eisenspat-Ausfüllungen vorhanden, sind schon makroskopisch deutlich von Quarz begleitet. Es wurden auch Stellen festgestellt, wo die erwähnten Erzkomponenten in diesem jungen Quarz ziemlich fein eingestreut sind. Diese Beobachtung gemeinsam mit der bekannten Erfahrung, daß die Zufuhr der Erzkomponenten sehr oft mit der Zufuhr von SiO₂ verbunden ist, nehme ich an, daß Quarz, den Kupferkies und Zinkblende der zweiten Generation begleitend, zufuhrmäßig älter ist als Quarz der Kokardentexturen.

Die Teilsukzession, welche das relative Alter des reinen Quarzes aufweist, ergibt Tab. 6. Zuerst sehen wir hier Quarz als Komponente des Dürrerzes, dessen Menge gegenüber den anderen Bestandteilen des Dürrerzes mit der Bildungsdauer des Dürrerzes zunimmt. In der nächsten Zufuhrperiode haben wir die Hauptmassen des reinen Quarzes. Daß sie jünger sind als Dürrerz, demonstrierte uns am besten die Abb. 23, und daß sie auch jünger sind als das zentrale Eisenspatband inmitten der Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen, welches noch der vorangehenden Zufuhrperiode angehört, geht aus Abb. 24 hervor. Den Eisenspat, welcher der jüngeren Zufuhrperiode angehört als die Massen des reinen

Quarzes, erkannten wir z.B. aus Abb. 22 und aus deren Erläuterung. In dieselbe Zufuhrperiode haben wir den als Eisenspat relativ jüngeren Quarz eingetragen, von dem wir früher feststellten, daß er älter als der jüngste Quarz ist, der besonders die Bruchstücke des Gesteins und der Gangmasse in Kokardentexturen umsäumt.

An den meisten Stellen der 38. und 39. Sohle finden wir nicht alle Zufuhrperioden gleichzeitig vertreten. Deshalb fehlt oft die Zufuhrperiode, während der sich die Hauptmassen des reinen Quarzes ausschieden. Im Gebiet 38/N/95—130 m, woher die Abb. 22 stammt, liegt eine recht vollständige Folge einiger Zufuhrperioden vor uns.

8. Teilsukzession mit Pyrit

In den Abb. 22 und 23 ist Pyrit genetisch an Dürrerz oder an die Massen des reinen Quarzes gebunden. Das relative Alter des Pyrits gegenüber SiO_2 wird erst erzmikroskopisch zu lösen möglich sein; seine Position ist deshalb als unverbürgt verzeichnet (Tab. 7).

In der Abb. 11 ist Pyrit im zentralen Eisenspatband vorhanden. Es bleibt vorläufig unklar, ob er hierher mit den Lösungen der jüngeren Zufuhrperioden zugeführt oder nicht zugeführt werden konnte.

Gleichfalls begleitet er oft Zinkblende der zweiten Generation, welche an jüngeren Eisenspat als Dürrerz gebunden ist. Für Pyrit stelle ich schon keine Teilsukzession auf, sondern zeichne ihn direkt in die Gesamtsukzession ein. Es ist hier vorläufig Pyrit, gebunden an reinen Quarz, ausgelassen. Ich vermute, daß es sich wahrscheinlich um eine Zufuhrperiode handelt, welche sich zwischen die einreiht, während welcher Dürrerz entstand und zwischen die, während der sich die Massen des reinen Quarzes ausschieden (vgl. Abb. 23).

9. Stellung der Zinkblende in der Sukzession

(eingezeichnet direkt in die Gesamtsukzession ohne Zusammenstellung der Teilsukzession)

Zinkblende der ersten Generation ist an Dürrerz gebunden und makroskopisch war immer klar, daß sie älter ist als Bleiglanz, soweit ZnS in den Bändern entwickelt war (vgl. z. B. Abb. 16). Für die Frage, ob sich die Bänder ZnS an den Rändern des Ganges früher oder zur gleichen Zeit als Dürrerz in jenen Randteilen des Ganges ausschieden, wo die ZnS-Bänder nicht entwickelt sind, gilt die analoge Diskussion wie bei der Lösung der Seitenbänder des Bleiglanzes (S. 304). Zinkblende der zweiten Generation ist jünger als Eisenspat, welcher der jüngeren Zufuhrperiode als Dürrerz angehört. Das relative Alter der Zinkblende gegenüber den Cu-Erzen, welche gleichfalls an dieselbe Zufuhrperiode gebunden sind, wird erst erzmikroskopisch zu lösen möglich sein¹).

Zinkblende der dritten Generation — siehe S. 285.

¹) Anmerkung für den Vergleich: An einem der nächsthöheren Horizonte (37/S/710 m) war im Rahmen dieser Zufuhrperiode eine Bandtextur mit der Sukzession: Eisenspat-Kupferkies-Zinkblende entwickelt.

ro. Stellung der Kupfererze in der Sukzession (Bereits direkt in die Gesamtsukzession eingezeichnet.)

Sulfoantimonide des Kupfers sind sowohl durch das Vorkommen als auch genetisch an Dürrerz gebunden. Deren relatives Alter gegenüber den Komponenten des Dürrerzes ist makroskopisch nicht festzustellen und deshalb ist das Ausscheidungsintervall dieser Cu-Erze vorläufig strichliert vermerkt.

Die Kupfererze, an Eisenspat gebunden, der in der jüngeren Zufuhrperiode als das Dürrerz ausgeschieden wurde, gehören zum größten Teil dem Kupferkies an, der zweifellos jünger ist als Eisenspat. Die übrigen Cu-Erze, die mit Kupferkies vergesellschaftet sind, werden erzmikroskopisch bestimmt.

II. Stellung des Ankerits und Kalzits in der Sukzession (Bereits direkt in die Gesamtsukzession eingezeichnet.)

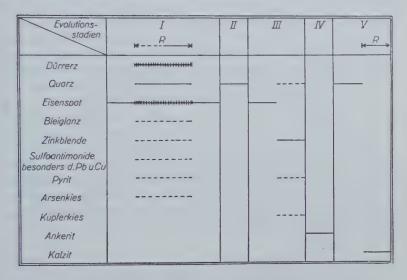
Das relative Alter der Karbonate und die Zugehörigkeit zu den einzelnen Zufuhrperioden ging schon aus den vorhergehenden Erläuterungen hervor.

Zur Einreihung des Ankerits in die Sukzession ist jedoch notwendig, noch einige Bemerkungen hinzuzufügen: während es an einigen Stellen der 38. und 39. Sohle vor der Entstehung des Ankerits zu einem gewissen Zermalmen der älteren Ausfüllung kam (vgl. Abb. 40, 44), ist an anderen Stellen derselben Horizonte (vgl. Abb. 32) ein solches Zermalmen nicht merkbar. An der nächsthöheren Sohle, im Teil, der zugänglich war (z. B. 37/S/910-920 m), folgte nach der Ausscheidung, von Eisenspat häufiges Ausscheiden von Ankerit in denselben Spalten¹), ohne jedwedes Zeichen der Zermalmung von Eisenspat (symmetrische Ausfüllungen mit Eisenspat an den Seiten und mit Ankerit in der Mitte). Ankerit ist vom Eisenspat durch die Grenze α abgeteilt und schied sich entweder im Laufe derselben Zufuhrperiode wie Eisenspat aus oder er gehört der jüngeren Zufuhrperiode an, deren Lösungen in den durch Eisenspat nicht eigänzten Raum in den Spalten eindrangen, ähnlich wie dies stellenweise im Falle der Ausscheidung von Kalzit inmitten der Eisenspat-Ausfüllungen eintrat. An anderen Stellen der 37. Sohle (z. B. im Gebiet 37/S/535-540 m) pflegen inmitten der Eisenspat-Ausfüllung Zinkblende, Kupferkies und Quarz vorhanden zu sein. Die Berührung des Ankerits mit diesen Komponenten fand ich bisher nirgends vor; mit Reserve reihe ich Ankerit als selbständige Zufuhrperiode ein, die nach der Zufuhrperiode, während der sich Eisenspat ausschied und an den Zinkblende der zweiten Generation und Kupferkies mit Quarz begleitet, gebunden sind.

¹⁾ Vgl. Erläuterung auf S. 267.

G. Zusammenstellung der Gesamtsukzession, welche die Ausscheidungsfolge der Minerale im Gebiet der 38. und 39. Sohle ausdrückt

Die Gesamtsukzession (Tab. 7) war schon verhältnismäßig leicht zusammenzustellen, und zwar aus den Teilsukzessionen diagrammatisch in Tab. 4 dargestellt, aus Tab. 5 (Möglichkeit Nr. 2), Tab. 6 und wörtlich in den Abästzen "Stellung der Zinkblende in der Sukzession", "Stellung der Kupfererze in der Sukzession" und "Stellung des Ankerits und Kalzits in der Sukzession" beschrieben, mit den Verweisungen



Tab. 7. Ausscheidungsfolge der Minerale des Adalbert-Hauptganges im Gebiet der 38. und 39. Sohle der Grube Anna auf Grund des Studiums der Makrotexturen.

auf die entsprechenden ausführlichen Daten im Text. Das Definieren der einzelnen Evolutionsstadien ist im weiteren Kapitel dargeboten. In die Gesamtsukzession (Tab. 7) trage ich auch den im Dürrerz eingestreuten Arsenkies ein, der schon stellenweise makroskopisch deutlich merkbar und an Dürrerz genetisch gebunden ist. Die Generation des Arsenkieses, die jünger als Dürrerz ist, führe ich in der Sukzession vorläufig nicht an. An Stelle der Bezeichnung "Sulfoantimonide des Bleis"1), für welche die Teilsukzession zusammengestellt war (Tab. 5), wende ich in der Gesamtsukzession die breitere Benennung "Sulfoantimonide, besonders des Pb und Cu" an, worunter ich Boulangerit, Bournonit, Tetraedrit und evtl. weitere chemisch ähnliche Minerale einreihe, die den Laboratoriumsuntersuchungen unterzogen werden.

¹⁾ die für Boulangerit und mit ihm vielleicht auch vergesellschaftete andere chemisch ähnliche Minerale gilt.

H. Ableitung der Evolution des Adalbert-Hauptganges für das Gebiet des 38. und 39. Laufes der Grube Anna mit dem Definieren der Evolutionsstadien

Der Adalbert-Hauptgang entstand in dem angeführten Teufengebiet durch einen ziemlich komplizierten Prozeß der Ausfüllung der Spalten einerseits im Diabas (der echte Gänge in der Schichtenfolge kambrischer Sedimente bildet, hauptsächlich der Grauwacken) und andererseits durch die Ausfüllung der Spalten, die sich nach der Grenze des Diabases mit der Grauwacke öffneten, weniger oft durch die Ausfüllung der Spalten, welche die alleinigen Sedimente durchdringen (vorwiegend durch Grauwacken). Im Laufe seiner Evolution kam es zu mehrfach sich wiederholendem Öffnen der Spalten, welches stellenweise durch Zermalmen der älteren Ausfüllung verbunden war (vgl. Abb. 40). In die neu entstandenen Räume drangen immer Lösungen ein und schieden Minerale aus. Als Ergebnis solcher Vorgänge haben wir manchmal nebeneinander Produkte mehrerer Zufuhrperioden (z. B. in Form von Bändern)¹) voneinander durch die β-Grenze abgeteilt (vgl. Abb. 22).

Im Gebiet des 38. und 39. Laufes betrachte ich für zweckmäßig, insgesamt fünf Evolutionsstadien zu unterscheiden. An allen Stellen des 38. und 39. Laufes sind nicht immer alle diese Evolutionsstadien vertreten, einige von ihnen sind oft nicht vorhanden. Infolgedessen z. B. folgt nach dem Evolutionsstadium Nr. I oft direkt das Evolutionsstadium Nr. III oder sogar Nr. V.

I. Evolutionsstadium,

in dem es zur Ausscheidung des gesamten "Dürrerzes" kam, des Trägers fast der gesamten Erzmasse des Adalbert-Hauptganges. An Dürrerz sind durch das Vorkommen sowie genetisch von den Erzmineralen namentlich Bleiglanz, Zinkblende der ersten Generation, Sulfoantimonide, besonders von Pb und Cu (hauptsächlich Boulangerit, Bournonit, Tetraedrit), Pyrit und Arsenkies gebunden. Vor der Bildung des Dürrerzes kam es nur an einigen Stellen zur Ausscheidung von Eisenspat. Weiterer Eisenspat schied sich im Laufe des Entstehungsprozesses von Dürrerz einerseits als dessen mikroskopischer Bestandteil, andererseits in stärkeren Lagen, die sich im Rahmen des Dürrerzes wiederholen, aus. Im Falle des im Dürrerz enthaltenen Eisenspates handelte es sich um sein unterbrochenes Ausscheiden im Laufe der Dürrerzbildung; es handelt sich also um die "Rhythmische Generation" des Eisenspates. Bei den wechselnden ganzen zusammenhängenden Bändern von Eisenspat und Dürrerz ist bis jetzt nicht klar, ob sie auch durch wechselndes Ausscheiden entstanden.

¹⁾ An anderen Stellen ist jedoch die Bandtextur durch die Veränderung im Ausscheiden während derselben Zufuhrperiode verursacht (vgl. Abb. 7—10 und die dazugehörige Erläuterung). Daher weist der Adalbert-Hauptgang Bandtexturen zweierlei genetischer Bedeutung auf.

Die tektonischen Grenzen zwischen den parallelen Dürrerz-Ausfüllungen (Abb. 22) und sogar auch das beobachtete Durchbrechen der Dürrerz-Ausfüllungen (Abb. 29) dienen als Beweis, daß alle Dürrerzgänge nicht auf einmal entstanden, sondern daß sich Dürrerz während bestimmter Zeit auch bei dem Neuöffnen der älteren Spalten oder nach der Entstehung neuer Spalten bildete. Es handelt sich also um die Repetitionszufuhrperiode (in Tab. 7 ist ihre Dauer durch beiderseitigen Pfeil und durch Abkürzung "R" verzeichnet) und ihr Produkt ist die Repetitionsgeneration des Dürrerzes. Diese Erscheinung erkläre ich mir wie folgt: die Spalte, in der sich Dürrerz bildete, füllte sich nach bestimmter Zeit mit ihm gänzlich aus, d. i. sie "verstopfte" sich und öffnete sich weiter nicht mehr. Weitere erzhaltige Lösungen, aus denen sich Dürrerz noch ausgeschieden hätte, hatten nicht den Raum zum Durchdringen und Ausscheiden. Durch tektonische Vorgänge schlossen sich nach einer bestimmten (wahrscheinlich nicht allzu langer) Zeit einerseits diese alten Spalten nach der Grenze der älteren Dürrerz-Ausfüllung mit dem Gestein auf, andererseits entstanden neue Spalten. In die beiden neuen Räume drangen wiederum Lösungen ein und das Ausscheiden von Dürrerz setzte in ihnen so lange fort, bis sie sich wiederum "verstopften" oder bis sich der Chemismus der aufsteigenden Lösungen änderte. Bisher gelang es nicht, mit Sicherheit zu ermitteln, ob in der Zeit, in der an einigen Stellen die Spalten verstopft waren, sich Dürrerz wo anders zusammenhängend bildete bzw. ob den Produkten einiger Dürrerz-Zufuhren an einer anderen Stelle die zusammenhängende Bildung von Dürrerz in mehrfach breiterer Spalte entspricht.

Manche Ausfüllungen sind symmetrisch; bei den Wänden haben sie Dürrerz und in der Mitte Eisenspat, ohne daß beide voneinander tektonisch abgeteilt wären (Abb. 7). Diese Änderung, nämlich daß Dürrerz mit einer kleinen Menge von Eisenspat aufhörte sich zu bilden und daß sich Eisenspat allein auszuscheiden begann, könnte z.B. durch die Veränderung des Chemismus der aufsteigenden Lösungen

verursacht worden sein.

In das erste Evolutionsstadium reihe ich also Eisenspat, der sich vor der Entstehung von Dürrerz ausschied und der durch Dürrerz verdrängt wurde, ein (vgl. Abb. 36), weiter das gesamte Dürrerz, das den ganzen Bleiglanz trägt, Zinkblende der ersten Generation, andere Erze und schließlich rechne ich hierher auch Eisenspat, der die Mitte der symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen bildet. Vom Standpunkt der Zufuhrperioden bedeutet derjenige Eisenspat, welcher durch Dürrerz verdrängt ist, wahrscheinlich die erste Zufuhrperiode, das Dürrerz selbst bedeutet die zweite Zufuhrperiode, welche die Repetitionszufuhrperiode darstellt. Soweit es sich um die symmetrische Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllung handelt, vermute ich, daß sie am Ende dieser zweiten Zufuhrperiode entstand, wobei die ältere Komponente der

symmetrischen Ausfüllung — Dürrerz, das letzte "Segment" des Repetitionsvorganges der Bildung von Dürrerz-Ausfüllungen darstellt. Der symmetrische Dürrerz-Eisenspatgang wiederholt sich jedoch als Ganzes repetitionsmäßig nicht. Da dieser symmetrische Gang die selbständige Spaltausfüllung darstellt und da dessen Berührung (durch die Grenze β) mit reiner Dürrerz-Ausfüllung beobachtet wurde (Abb. 24), müßte evtl. Dürrerz - die Komponente der symmetrischen Ausfüllung nicht in den zweiten Repetitionsvorgang (Zufuhrperiode) eingeschlossen werden, sondern könnte gemeinsam mit Eisenspat, welcher die Mitte der diskutierten Ausfüllung bildet, als dritte Zufuhrperiode betrachtet werden. Wenn wir erwägen, daß im Rahmen der Dürrerzgänge sehr häufig Eisenspatbänder (älter als die Massen des weißen Quarzes) vorkommen (vgl. Abb. 23), von denen wir nicht wissen, ob sie die Zeitparallele des Eisenspates darstellen oder nicht, der die Mitte der symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllung bildet, sehen wir, daß es keinen Zweck hätte und im Gegenteil die Diskussion erschweren würde, wenn wir jede der drei diskutierten Zufuhrperjoden als selbständiges Evolutionsstadium annehmen würden. Es erscheint mir am günstigsten, sie gemeinsam als ein (erstes) Evolutionsstadium zu betrachten, mit der Annahme, daß Dürrerz als Hauptkomponente sich hier repetitionsmäßig ausschied (infolge der Repetitionszufuhrperiode).

II. Evolutionsstadium

Die Wiederholung des Bildungsvorganges von Dürrerz in den sich neu öffnenden. Spalten mußte notwendigerweise zu einer bedeutenden Abschöpfung der Erzkomponente aus dem Quell, woher sie zugeführt wurden, führen. Und so kam es bei einer gewissen Neueröffnung der Spalte aus den hydrothermalen Lösungen nicht mehr zur Dürrerzbildung, sondern es schied sich der reine, weiße Quarz ohne Erze aus.

Es ist uns nicht bekannt, eine wie lange Zeit zwischen der Entstehung der letzten Dürrerz-Ausfüllung und dem Beginn des Ausscheidens von selbständigen Ausfüllungen des reinen Quarzes verfloß. Es ist ebenfalls nicht bekannt, ob diese Zeit länger dauerte als die Pausen zwischen der Entstehung der einzelnen Dürrerz-Ausfüllungen. Da jedoch diese jüngeren Ausfüllungen in den tektonisch neueröffneten Räumen entstanden und durch ihre Zusammensetzung (praktisch reiner Quarz) deutlich abweichend von den vorhergehenden Ausfüllungen sind, erscheint es als angebracht, sie als zweites Evolutionsstadium zu bezeichnen.

Ein guter Beweis dafür, daß die Massen des weißen Quarzes zufuhrmäßig jünger sind als Dürrerz, ist in Abb. 23 festgehalten. Das Detail auf Abb. 24 beweist, daß die Massen des weißen Quarzes auch jünger sind als Eisenspat, welcher die Mitte der symmetrischen Dürrerz-Eisenspat-Ausfüllungen bildet.

III. Evolutionsstadium

bedeutet das Ausscheiden von Eisenspat in den neu aufgeschlossenen Spalten oder in neu en Spalten und das Ausscheiden hauptsächlich der an diesen Eisenspat stellenweise gebundenen Zinkblende der zweiten Generation und Kupferkies.

Das Ausscheiden des Eisenspates des III. Evolutionsstadiums folgt stellenweise gleich nach dem I. Evolutionsstadium, ohne daß das II. Evolutionsstadium zur Geltung käme. Dies äußert sich z.B. in der Weise, daß bei der Grenze des symmetrischen Dürrerz-Eisenspatganges die Aufreißung der Spalte entsteht und daß sich im neuen Raum Eisenspat des III. Evolutionsstadiums ausschied. Stellenweise sogar durchbricht dieser jüngere Eisenspat quer den Dürrerzgang (Abb. 13). An der Stelle 38/N/95—130 m war merkbar, wie der Eisenspatgang des III. Evolutionsstadiums die Quarzausfüllung durchbrach (die dem II. Evolutionsstadium angehörte) und es war an sie eine größere Menge von Kupferkies gebunden.

IV. Evolutionsstadium

An einigen, jedoch nicht zahlreichen Stellen kam es zum Ausscheiden von Ankerit, der sich immer jünger als Eisenspat zeigte. An den Stellen 38/N/570—600 m war deutlich klar, daß es vor der Ausscheidung des Ankerits zu gewissen tektonischen Bewegungen im kleineren Ausmaß kam, welche die lokale Zerbrechung des Eisenspates verursachten. Ankerit verkittete diese Bruchstücke. An anderen Stellen war die Zerbrechung des Eisenspates nicht merkbar und Ankerit schied sich z. B. inmitten des symmetrischen Eisenspatganges aus (siehe S. 267). Mit Reserve betrachte ich die Entstehung von Ankerit als selbständiges Evolutionsstadium (vgl. eingehende Erläuterung auf S. 310).

V. Evolutionsstadium

ist das deutlichst begrenzte Evolutionsstadium des Adalbert-Hauptganges. Einerseits begrenzen es die mächtigsten tektonischen Vorgänge, welche die Ausfüllung des Adalbert-Hauptganges während seiner sukzessiven Bildung betrafen und andererseits ist es durch das Ende des minerogenetischen hypogenen Prozesses begrenzt. Die tektonischen Vorgänge zwischen dem IV. und V. Evolutionsstadium waren so mächtig, daß es stellenweise (besonders im nördlichsten Teil des 38. und 39. Laufes im Gebiet vor der "Lettenkluft") zur mächtigen Zermalmung der Produkte aller relativ älteren Evolutionsstadien kam, einschließlich der festen Dürrerz-Ausfüllung mit dem gleichzeitigen stellenweise bedeutenden Öffnen der alten Spalte, und so "schwimmen" in den angeführten Gebieten ganze Blöcke der alten dunklen Dürrerz-Ausfüllung im weißen Kalzit des V. Evolutionsstadiums. Vor der Ausscheidung des Kalzits kam es stellenweise zur Ausscheidung einer kleineren Menge von SiO₂, das in Form von Quarz zahlreiche Bruchstücke des Gesteins

sowie Gangausfüllung unter Entstehung der Kokardentextur einsäumt (z. B. Abb. 41, 42).

Aus den vorher erwähnten Deduktionen geht ebenfalls hervor, daß das makroskopische Studium des Erzganges absolut notwendig vor dem Beginn des erzmikroskopischen Studiums, der spektrographischen und chemischen Untersuchung der Minerale erscheint, sowie auch anderer weiteren Etappen bei dem

Studium der geochemischen Evolution des gegebenen Ganges.

Durch das Auslassen dieses Teiles der Untersuchung könnte bei der erzmikroskopischen Untersuchung der Anschliffe z.B. bedeuten, daß wir einige Zufuhrperioden nicht erkennen würden, das relative Alter derselben Minerale, welche verschiedenen Zufuhrperioden angehören, würden wir in einer Sukzession, die den beiden nicht erkannten Zufuhrperioden entspricht, verbinden. Dadurch würden wir zu einer ganz falschen Anschauung von der Evolution des Erzganges gelangen.

Bei der spektrographischen und chemisch-analytischen Untersuchung könnten wir z. B. Zinkblenden verschiedener Generationen nicht unterscheiden und die Ergebnisse verbinden. In dieser Weise kämen wir zur ganz falschen Ansicht über das Geltendmachen der Spurenelemente bei der geochemischen Evolution des Erzganges und evtl. auch zu falschen Vorstellungen von den möglichen Änderungen des Chemismus einiger Erze, z. B. in vertikaler Richtung an der Lager-

stätte.

I. Vergleich mit den früher publizierten Ergebnissen

Auf Grund der im I. Teil der Arbeit erzielten Ergebnisse kann man schon wenigstens einige Vergleiche mit den Literaturangaben über die Příbramer Erzgänge durchführen:

1. Neuöffnen der Spalten während der Bildung

des Erzganges.

Der Mechanismus dieses Vorganges ergab sich klar aus den Diskussionen der vielen eingezeichneten Gangdetails. Dessen Erkennung und Interpretation hat eine grundsätzliche Bedeutung für das Studium der Evolution des Adalbert-Hauptganges. Beachten wir nun, wer schon diesen Vorgang in den früheren Publikationen in Erwägung gezogen hat und wie er ihn interpretierte.

F. Pošepný im Jahre 1874 auf S. 21 seiner hervorragenden Arbeit "Geologische Betrachtungen über die Gangspalten" erkannte schon, daß dieser Vorgang eine wichtige Rolle bei der Bildung der Příbramer Erzgänge spielte:

- "...Innerhalb der ein bis zwei Fuß mächtigen, vorzüglich aus Bleiglanz bestehenden Füllung des Adalbert- und Katharina-Ganges waren mehrere Erzstreifen von ½ bis 2 Zoll Mächtigkeit zu unterscheiden, in deren Mitte eine Reihe von kleinen Zentraldrusen oder wenigstens eine derartige Unordnung des Gefüges der kristallinischen Bleiglanzmasse zu bemerken war, welche es unzweifelhaft machte, daß jeder dieser Erzstreifen eine einzelne Spaltenöffnung repräsentiert. Nie1) sind also succesive hintereinander mehrere geringmächtige Spalten aufgerissen und jede für sich von den Wänden gegen die Mitte zu ausgefüllt worden.
- 1) Mit Rücksicht auf den vorhergehenden und folgenden Satz von Pošepný nehme ich an, daß es sich hier um einen Druckfehler handelt und daß anstatt des Wortes "Nie" das Wort "Hier" stehen soll (J. K.).

Die ziemlich mächtige Bleiglanzmasse dieser Gänge löst sich mithin bei genauerer Betrachtung in eine Reihe von successiven Spaltenbildungen auf, und bildet einen Beleg für die Annahme des allmähligen und periodenweisen Vorganges bei der Bildung und der Füllung der Spalten."

Aus dem Angeführten geht hervor, daß Pošepný den Fall feststellte, wo die Bleiglanzmasse ein Produkt einiger nacheinanderfolgender Zufuhrperioden vorstellte. Wenn ich auch bei der bisherigen Untersuchung keinen ganz analogen Fall fand, stellte ich Stellen fest, wo Dürrerz, das den eingestreuten Bleiglanz enthielt, mehreren als einer Zufuhrperiode angehörte (Repetitionszufuhrperiode). Erwägen wir, daß in den oberen Sohlen reine Bleiglanzmassen häufiger waren (vgl. A. Hofmann) als in den unteren Sohlen, ist der von Pošepný beobachtete Fall durchaus zu erwarten.

R. Kettner (1918 b, S. 250) stellte bald bei seinen Untersuchungen im Gebiet von Příbram fest, daß ,.... die Zerrung noch während der Bildung der Erzgänge andauerte..." In seiner Arbeit über Dürrerze (R. Kettner 1918 d; siehe auch 1919 a, 1925) erklärt er den Vorgang schon ausführlicher:

"Die Příbramer Erzgänze sind geologisch sehr komplizierte Gebilde. Sie stellen gewöhnlich nicht eine einfache Gangausfüllung dar, welche sich auf den Spalten auf einmal absetzt. Die Zeitperiode, während welcher sich die Erzgänge bildeten, muß sehr lang sein und die Entwicklung der Gänge geschah nicht ruhig und regelmäßig, sondern wurde durch fortwährende Zerrungen der Erdrinde unterbrochen. . . . Dadurch, daß die Zerrung der Erdrinde und die Bildung neuer Spalten auch während der Entstehung der Erzgänge andauerte, läßt sich erklären, warum hie und da auf einer und derselben Stelle (auf einem Gange) mehrere Erzgenerationen¹) verschiedenen Alters und abweichender Zusammensetzung und Struktur²) angehäuft sind."

B. Stočes (1934) diskutierte neben der Frage des Neuöffnens der Spalten vor der Entstehung der Erzgänge an den früher mit Diabasen ausgefüllten Stellen auch kurz die Frage des Neuöffnens der Spalten während der Bildung der Erzgänge, und seine Erklärung begleitet er u.a. durch drei Abbildungen der Gangdetails. Zu seiner kurzen Erklärung möchte ich einige Bemerkungen hinzufügen.

Auf S. 143 schreibt B. S to čes u. a.: ,.... Repetition of these operations of opening and filling of the fissures continued, evidently through a long period at intervals sufficient to permit changes of composition of successive vein fillings, with the result that no less than 28 generations of minerals were thus deposited. These are, therefore, composite veins of an unusual type, since they are parallel, even occupying the same fissure, yet differing in mineral content."

Mit dem Ausdruck "28 Generationen" meint B. Stočes ohne Zweifel die Sukzessionsreihe von A. E. Reuß, die mäßig durch F. Babánek und A. Hofmann ergänzt wurde, nach der Anordnung in der Arbeit von F. Slavík (1927). Diese Sukzessionsreihe

¹⁾ Kettners Terminus "Erzgeneration" entspricht in meiner Terminologie dem "Produkt der Zufuhrperiode", das durch ein Mineral oder mehrere Minerale gebildet werden kann.

²⁾ Entspricht der Makrotextur in meiner Terminologie.

kann man keinesfalls als Illustration des komplizierten Vorganges des Neuaufreißens und Ausfüllens der Spalten der Příbramer Erzgänge anwenden, da sie A. E. Reuß auf Grund des Studiums der Sammlungsstufen ohne die Unterlagen des Studiums der Makrotexturen in der Grube zusammenstellte. Man kann daher nicht sagen, ob zwei (oder mehrere) aus den nacheinanderfolgenden Gliedern ("Formationen" nach Reuß) dieser 28gliedrigen Reihe wirklich den zwei (oder mehreren) Zufuhrperioden oder gemeinsam nur einer Zufuhrperiode angehören. Zum Beispiel bei den ersten vier "Formationen" fügt selbst A. E. R e u ß (1863, S. 72) eine Klammer hinzu und schreibt: "bald das eine, bald das andere dieser Mineralien älter, nicht selten mehrfach abwechselnd, oder mehrere in eine Zone verschmolzen". Außerdem schließen zahlreiche "Formationen" der Reuß-Reihe nur sekundäre Minerale ein, z. B. in der Arbeit von Reuß aus dem Jahre 1863 die Formation Nr. 19 (Cerussit), Formation Nr. 20 (Smithsonit u. a.), Formation Nr. 21 (Pyromorphit - Kampylit) usw., zu deren Entstehung die Öffnung der Spalten nicht notwendig war und auch nicht eintrat. Von der Interpretation der Eröffnungsfolge und Ausfüllungsfolge der Spalten, die B. Stočes (1934) für seine Abb. 8 und 10 anführt, vermute ich, daß sie nicht richtig ist.

Aus den Texten in Abb. 8 geht hervor, daß S t o če s das Ganze als Produkt des dreifachen Aufreißens und Ausfüllens der Spalte interpretiert; nach der ersten Öffnung der Spalte trat das Ausfüllen mit Diabas ein; nach der zweiten Öffnung, die im Gebiet des Diabasganges eintrat, kam es zur Entstehung der Ausfüllung, durch Zinkblende und Quarz gebildet. Die dritte Öffnung der Spalte trat im Gebiet der Zinkblende-Quarz-Ausfüllung ein und es entstand eine mächtige symmetrische Ausfüllung mit Bleiglanz an den Seiten und mit Kalzit in der Mitte. Durch diese dritte Öffnung der Spalte geriet der Teil der vorhergehenden Ausfüllung, welche durch die alleinige Zinkblende gebildet war, in den rechten Randteil des heutigen Ganges und der zweite Teil, durch Zinkblende und Quarz gebildet (und in der Abbildung sich jetzt symmetrisch äußernd!) ist zum linken Randteil

des heutigen Ganges geworden.

Gegen diese Auffassung, die aus den Bezeichnungen von Stočes

in Abb. 8 hervorgeht, habe ich folgende Einwendungen:

Wenn die Zinkblende-Ausfüllung bei der rechten Seite des Ganges und die Zinkblende-Quarz-Ausfüllung bei der linken Seite des Ganges von dem symmetrischen Bleiglanz-Kalzit-Gang durch die β -Grenze abgeteilt sind und deshalb Produkte selbständiger Zufuhrperioden vorstellen, dann handelt es sich sehr wahrscheinlich um die Produkte einer jüngeren Zufuhrperiode als die Bleiglanz-Ausfüllung (natürlich ohne Kalzit! — siehe weitere Ausführungen). Durch die eingehende Untersuchung der Makrotexturen des Adalbert-Hauptganges erkannte ich nämlich, daß die Zinkblende, die älter als Bleiglanz ist (d. i. die

Zinkblende der ersten Generation), derselben Zufuhrperiode wie Bleiglanz angehört, und zwar auch im Falle der Entwicklung der Bandtextur. Dagegen aber diejenige Zinkblende, die jünger als Bleiglanz ist, der jüngeren Zufuhrperiode angehört als die Zufuhrperiode, während der Bleiglanz entstand. Ich nehme deshalb an, daß man das von Stočes festgehaltene Detail eher in folgender Weise interpretieren kann: an der einen und bald darauf an der zweiten Grenze der Bleiglanz-Ausfüllung (in dieser Zeit Kalzit noch nicht enthaltend) mit dem Gestein kam es zur Neuöffnung der Spalte. Bei der rechten Seite schied sich im neuen Raum die alleinige Zinkblende, bei der linken Seite die symmetrische Zinkblende-Quarz-Ausfüllung aus. Soweit es sich um Kalzit inmitten des Bleiglanzganges handelt, glaube ich auf keinen Fall, daß Kalzit gemeinsam mit Bleiglanz einem zusammenhängenden Vorgang des Spaltausfüllens angehören würde. Aus der bisherigen Untersuchung ging mir klar hervor, daß Kalzit nie derselben Zufuhrperiode wie Bleiglanz angehört! Im Gegenteil, zwischen der Entstehung von Bleiglanz und Kalzit verfloß eine sehr lange Zeit, während der von Stelle zu Stelle sich verschiedene andere Zufuhrperioden geltend machten. Im Falle der Abbildung von Stočes setze ich voraus, daß die letzte Neuöffnung der Spalte inmitten des Bleiglanzganges vor der Entstehung des Kalzits eintrat.

Die zweite Möglichkeit der Erläuterung der Stočes' Abbildung wäre die, daß Zinkblende hier wirklich älter als Bleiglanz ist, aber daß zwischen der Zinkblende und dem Bleiglanz die Grenze zufuhrmäßig verschieden alter Ausfüllungen unberechtigt eingezeichnet ist. Wahrscheinlich ist jedoch die vorangehende Auffassung richtig, wenn die symmetrische Zinkblende-Quarz-Ausfüllung an der Grenze des Bleiglanzganges mit dem Gestein wirklich den Vorgang von Neuöffnung der Spalte bei der Berührung der älteren Ausfüllung mit dem Gestein andeutet, welcher sich ungewöhnlich häufig an den Příbramer Erzgängen zeigte (wie es aus den Interpretationen der Abbildungen

meiner Studie hervorgeht).

Die Abb. 10 der Stočes' Arbeit wage ich nicht ohne Forschung nach α - und β -Grenzen direkt an der gegebenen Stelle im Schacht reu zu interpretieren. Jedoch auch hier zweifle ich von der Richtigkeit der Auffassung von Stočes.

2. Sukzession der Minerale.

Ein näherer Vergleich mit der Sukzession von Reuß wird nicht leicht sein und ich will ihn nicht eingehend durchführen, soweit ich nicht die Sukzession auch durch eine systematische erzmikroskopische Untersuchung feststellte, die ich an einer großen Anzahl von Anschliffen durchführe und soweit ich nicht die Sukzession der Minerale, kristallographisch in die Hohlräume begrenzt, beurteilte.

Verläufig möge wenigstens folgendes erwähnt sein: manche von den Mineralen des ältesten Evolutionsstadiums (Tab. 7) sind auch

als älteste Komponenten der Reuß-Reihe angeführt (Bleiglanz,

Zinkblende, Quarz, Eisenspat).

Ein wesentlicher Unterschied in der Sukzession ist u. a. im Eisenspat, der in der Reuß-Reihe nur einmal bzw. nur unter den ersten vier Gliedern angeführt ist. Ob es ein natürlicher Unterschied sein könnte, verursacht durch das Zunehmen der neuen, Eisenspat enthaltenden Zufuhrperioden in Richtung in die Tiefe, kann ich vorläufig aus Mangel an eigener Untersuchung in vertikaler Richtung nicht sagen. Kettner vermutet, daß Eisenspat in die Tiefe im großen und ganzen zunimmt.

In Übereinstimmung mit Reuß weist auch meine Sukzession die Zinkblende der zweiten Generation auf, die man am 38. und 39. Lauf meistenteils sehr gut von der Zinkblende der ersten Generation unterscheiden konnte. Zum Unterschied von Reuß fand ich, jedoch sehr selten, auch Zinkblende der dritten Generation in ganz geringen Mengen in den Hohlräumen (in der Tabelle der Gesamtsukzession führe ich sie vorläufig nicht an). Mit den anderen Problemen der Reuß-Reihe, z.B. mit den fünf Generationen von Kalzit u. ähnl., werde ich mich vorläufig nicht befassen. Man kann jedoch im vorhinein sagen, daß es sich hier um eine ganze Reihe von Ungenauigkeiten infolge unrichtiger Methode der Untersuchung (siehe Kapitel "Einleitung") handeln wird.

Das relative Alter der das Dürrerz bildende Minerale und der Vergleich mit den Ergebnissen von F. Slavík (A. Hofmann, F. Slavík 1910) wird später dargelegt. Vorläufig führe ich nur an, daß auf Grund der mikroskopischen Studien ich zur Schlußfolgerung gelange, daß die Bestandteile, welche das Dürrerz zusammensetzen, eine deutliche Ausscheidungsfolge aufweisen. Die Stoffe, aus denen Minerale entstanden, konnten jedoch auf einmal zugeführt worden sein.

In die Untertagsuntersuchung der Příbramer Erzgänge führte mich im Jahre 1951 mein Kollege J. Švenek ein: ich betrachte es daher als angenehme Pflicht, ihm an dieser Stelle meinen besten Dank auszusprechen. Herrn Professor Dr. F. Slavík danke ich herzlichst für das Durchlesen des Manuskriptes und für seine wertvollen Ratschläge. Herrn Professor Dr. R. Kettner bin ich für das Durchlesen des Kapitels "Geologische Übersicht" zu Dank verbunden. Meinen Kollegen Dr. L. Žák und Dr. J. H. Bernard bin ich sehr dankbar für das gründliche Durchlesen der meisten Kapitel dieser Arbeit und besonders für die wertvolle und fruchtbare Diskussion des Kapitels "Definition einiger Termini".

Der Bergdirektion zu Příbram und der Verwaltung der Grube Anna, besonders Herrn Ing. J. Bambas, danke ich bestens für die technische Hilfe während der Zeit meiner Untertageuntersuchungen im Jahre 1951—1954.

Literaturverzeichnis

I. Die zu den Kapiteln "Geologische Übersicht"

und "Vergleich mit den früher publizierten Ergebnissen" verwandte Literatur

- Babánek, F. (1864): Die neuen Gangausrichtungen in Příbram. Jb. k. k. geolog. Reichsanstalt 14, 3. Heft.
- Babánek, F. (1872): Zur Paragenese der Příbramer Mineralien. Min. Mittheilungen 1872, 1. Heft.
- Babánek, F. (1875): Zur Charakteristik einiger auf den Příbramer Erzgängen vorkommenden Mineralien. Min. Mittheilungen 1875, 2. Heft.
- B a b á n e k, F. (1871): Die Erzführung der Příbramer Sandsteine und Schiefer in ihrem Verhältnisse zu Dislocationen. Jb. k. k. geolog. Reichsanstalt 21, 2. Heft.
- Hofmann, A. (1903 a): Kurze Übersicht der montangeologischen Verhältnisse des Příbramer Bergbaues. IX. Internat. Geologen-Kongreß. Führer für die Exkursionen.
- Hofmann, A. (1903b): Bericht über die Exkursion nach Příbram (I). C. R. IX. Congrès géol. internat. de Vienne.
- Hofmann, A. (1906): Neues über das Příbramer Erzvorkommen. Österr. Zschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 54, Nr. 10, 119—122.
- H o f m a n n , A., und S l a v í k , F. (1910): O rudonosném křemeni příbramském. Rozpravy České Akademie věd 19, Nr. 27. Praha.
- Kettner, R. (1915): O algonkiu a kambriu na Příbramsku. Sborník České spol. zeměvědné 21, Nr. 3 u. 4. Praha.
- K e t t n e r, R. (1918 a): Profil kambriem příbramsko-jineckým. Rozpravy eské Akademie 27, Nr. 20. Praha.
- Kettner, R. (1918b): Über die Eruptionsfolge und die gebirgsbildenden Phasen in einem Teile des südöstlichen Flügels des Barrandiens. (Ein Beitrag zur Kenntnis der variskischen Gebirgsbildung in Mittelböhmen.) Jb. k. k. geolog. Reichsanstalt 67, 2. Heft, 239—266. Wien.
- Kettner, R. (1918c): Nový geologický profil příbramskými doly a příbramským okolím. Sborník České spol. zeměvědné 24. Praha.
- Kettner, R. (1918 d): Zur Stellung der Příbramer "Dürrerze". Bergbau u. Hütte, Heft 23.
- Kettner, R. (1919a): O postavení příbramských krušků. Rozpravy České Akademie 27, Nr. 22. Praha.
- Kettner, R. (1919b): O tak zvaných příbramských adinolách a drobách drkolnovských. Rozpravy České Akademie 27, Nr. 28. Praha.
- Kettner, R. (1925): Geologie Příbramska ve světle nových výzkumů. (Géologie des environs de Příbram au point de vue des investigations nouvelles.) Sborník Stát. geolog. ústavu ČSR 5, 1—52. Praha.
- Kettner, R. (1937 a): Tektonický vývoj Barrandienu. Časopis Nár. musea 111. Praha.
- Kettner, R. (1937 b): L'évolution tectonique du Barrandien. Buil. de la Soc. géologique de France, 5e sér., 7, 459—476.
- Kodym, O. (1948): Geologie českého masivu, vol. I: Uvod, přehled českého masivu barrandiensko-železnohorského. (Litografované přednášky, Karlova universita). Praha.
- Kratochvíl, J. (1940): Topografická mineralogie Čech, díl III. Topographische Mineralogie Böhmens, 3. Teil, 1209—1265. Praha.
- Pošepný, F. (1872): Über Dislocationen im Příbramer Erzrevier. Jb. k. k. geolog. Reichsanstalt 22, 2. Heft.
- Pošepný, F. (1874): Geologische Betrachtungen über die Gangspalten. Wien. 22*

Pošepný, F. (1888): Über die Adinolen von Příbram in Böhmen. Tschermaks Min. u. Petr. Mitteilungen 10, 172—202.

Pošepný, F (1893): The Genesis of Ore-Deposits Trans. Am. Inst. Min.

Eng. 22. New York.

Pošepný, F. (1895): Beitrag zur Kenntnis der montangeologischen Verhältnisse von Příbram. Archiv f. prakt. Geologie 2, 609—752.

Reuß, A. E. (1856): Fragmente zur Entwicklungsgeschichte der Mineralien.

Sitzgsber. k. k. Akad. d. Wiss. 22.

- Reuß, A. E. (1863): Über die Paragenese der auf den Erzgängen von Příbram einbrechenden Mineralien (zweite Abhandlung). Sitzgsber. k. k. Akad. d. Wiss. 47.
- Sekanina, Jos. (1937): Étude métallographique des minerais de Příbram (Tchécoslovaquie). Bull. Soc. franç. de Min. et de crist. 60, 152—221.
- Slavík, F (1915): O spilitech v algonkiu příbramském Česká Akademie věd Praha.
- Slavík, F. (1916): O některých horninách příbramských. Rozpravy České Akademie věd **25,** Nr. 30.
- Slavík, F. (1927): The Minerals of Příbram. The American Mineralogist 12, 345—350.
- S točes, B. (1917 a): Studie o rudním obvodu bohutínském. Část I: Křemitý diorit biotiticko-amfibolický z Bohutína. Rozpravy České Akademie věd 26, Nr. 12.
- Stočes, B. (1917 b): Hranice žulová na Příbramsku. Sborník České spol. zeměvědné **23,** 122—134. Praha.
- S to čes, B. (1934): Genesis of the Fissure Veins at Příbram. Econ. Geology 29, 140—145.
- Urban, K. (1937): Geologie rudního ložiska v Bohutíně u Fříbramě a jeho okolí. Die geologischen Verhältnisse des Erzlagers von Bohutín bei Příbram und seiner Umgebung. "Věstník" du Service géolog. de la Rép. Tchécoslovaque, 13, 106—146.
- II. Die zu dem Kapitel "Definition einiger Termine und allgemeine Schlußfolgerungen..." verwandte Literatur
- Bastin, E. S., Graton, L. C., Lindgren, W., Newhouse, W. H., Schwartz, G. M., and Short, M. N. (1931): Criteria of age relations of minerals. With especial reference to polished sections of ores. Econ. Geol. 26, 561—610.
- Bastin, E. S. (1950): Interpretation of ore textures. Geol. Soc. Am., Memoir 45. Bernard, J. H. (1953): Geochemie rejského a turkaňského pásma v Kutné Hoře (Geochemical and paragenetical studies in the Rejsy and Turkaňk Zones at Kutná Hora). Rozpravy Čsl. Akademie věd 63, Nr. 2. Praha.

Betechtin, A. G. (1934): O teksturach i strukturach rud. Problemy sovetskoj geologii 1934, Nr. 9.

Betechtin, A. G. (1937): Klassifikacija struktur i tekstur rud. (Classification of textures and structures of ores.) Bull. de l'Académie des Sc. de l'URSS, Classe des sc. mathémat. et naturelles 1937, 49—75 u. 235—271.

Betechtin, A. G. (1949): Ogeneracijach rudnych mineralov. Zapiski Vsesojuzn. mineralog. obščestva 78, 177—181.

Betechtin, A. G. (1951): Paragenetičeskie sootnošenija i posledovateľnosť obrazovanija mineralov. Zapiski Vsesojuzn. mineralog. obščestva 80, 94—107.

Edwards, A. B. (1947): Textures of the ore minerals and their significance. Inst. Min. Met., Melbourne.

Fersman, A. E. (1934): Geochemische Diagramme. Neues Jhb. für Min., 64, 663—680.

Grigorjew, D. P. (1949): Generacii i zaroždenija mineralov. Mineralogičeskij sbornik Lvovskogo geologičeskogo obščestva, Nr. 3, 13—22.

Kutina, J. (1950): The chemism of the ore veins from the St. Anthony of Padua gallery near Kutná Hora (Bohemia) based on spectral analyses. Bull. internat. de l'Académie tchéque des Sc., Praha.

Kutina, J. (1954): On the combination of ore microscopy and spectrography in geochemical investigation of ore veins. C. R. de la Congrès géol. internat.

1952, Sect. XII, Fasc. XII, 55-71. Alger 1954.

Kutina, J. (1955): Genetische Diskussion der Makrotexturen, eine der ersten Etappen der geochemischen Untersuchung der Erzgänge. Freiberger Forschungshefte, C 17, S. 26—29 (Vorträge des Berg-u. Hüttenmänn. Tages 1954). Berlin 1955.

Lindgren, W. (1933): Mineral Deposits. New York/London.

Schneiderhöhn, H. (1952): Erzmikroskopisches Praktikum. Stuttgart.

Schwartz, G. M. (1951): Classification and definitions of textures and mineral structures in ores. Econ. Geol. 46, 578—591.

Katheder für Geochemie, Mineralogie und Kristallographie der Karlsuniversität, Praha, Tschechoslowakei.

Salzmagnesit von Unterbreizbach (Rhön)

Von Wilhelm Hartwig, Berlin

Mit 1 Abbildung im Text

Vom Kaliwerk Unterbreizbach erhielt ich eine neue Salzart, deren Feststellung eine nähere Untersuchung erforderte. Das Vorkommen liegt in der Nähe eines Basaltganges und besteht aus einem dichten, gelblichen Material mit glattem, muscheligem Bruch, im Aussehen an dichten Magnesit erinnernd. Auffallend ist eine deutliche Mosaikstruktur der Bruchflächen, hervorgerufen durch einen in den einzelnen Bereichen verschieden orientierten atlasähnlichen Schimmer; der Durchmesser dieser Bereiche beträgt etwa 5 bis 15 mm. Das Material fühlt sich salzig an und zeigt einen deutlichen Salzgeschmack; die Vermutung liegt deshalb nahe, daß eine Durchdringung mit Steinsalz vorliegt. Die Untersuchung erfolgte nach verschiedenen Methoden; die Ergebnisse stimmen gut zusammen.

I. Optische Bestimmungen

Eine Pulverprobe des Materials war in Wasser zum Teil löslich; ein Tropfen der klaren Lösung hinterließ beim Verdunsten auf dem Uhrglas kleine optisch isotrope Würfel. Der Dünnschliff eines Splitters zeigt eine deutliche Rogensteinstruktur; die Zwischenräume der etwa 50 μ großen Knöllchen waren ursprünglich mit Salz ausgefüllt, wie hier und da als kleine Würfel beim Trocknen des Schliffs wieder auskristallisierte Reste beweisen. Die Knöllchen sind Aggregate aus Körnern von etwa 10 bis 15 μ Durchmesser. Hohe Doppelbrechung ist erkennbar. Ein zum Vergleich hergestellter Schliff von Magnesit von Frankenstein zeigt im Gegensatz dazu ein dichtes Aggregat von Körnern noch kleineren Durchmessers, aber sonst gleichen Verhaltens.

II. Röntgenographisches

Insgesamt wurden vier Pulveraufnahmen mit Kupferstrahlung angefertigt, davon zwei von anderen Magnesitvorkommen und eine von Pulver, das mit Wasser ausgelaugt war:

Nr. 296 Frankenstein (Grube Selma bei Baumgarten)

297 Kalifornien (schneeweiß)

324 Unterbreizbach, ohne Salz

298 Unterbreizbach, unverändert

Sämtliche Aufnahmen wurden in Kammern gleichen Typs und unter gleichen Bedingungen hergestellt. Für die Zwecke des Vergleichs konnte auf die Anbringung einer Stäbchenkorrektion verzichtet werden; der bei der Auswertung der NaCl-Kurven deutlich erkennbare Gang des Teilers ist so zu erklären.

Tabelle 1 Vergleich von vier Magnesitaufnahmen

	1						
296		297	3	24		98	
$\mathbf{I} = \boldsymbol{\vartheta}/2$?	80,4	
2 79,2		79,1				79,6	
5 78,4		78,0			2	78,0	
2 74,5	5 2	74,3				74,2	
						71,2	
2 68,4		68,4		68,2	1	68,2	
64,6		64,6	1		2	64,7	
3 61,4		61,2	2	61,3	1	61,1	
3 60,3	3 4	60,2	2	60,3	1	60,3	
					1	59,6	
59,3		59,2		~= 0	?	59,2	
10 57,3	3 10	57,3	4	57,2	4	57,2	
		***		~o. 4	2	55,0	
5 53,4		53,3	2	53,4	1	53,4	
5 52,8	5 5	52,4	2	52,5	1	52,5	
		50,8		4 111 0	1	50,7	
2 47,0		47,0		47,0	1	47,0	
7 46,0	1	46,1	2	46,1	2	46,0	
44,		44,2				44,4	
41,0		41,5		40.17	2	42,0	
2 40,		40,7		40,7	1	40,7	
39,		39,7		39,7		39,8	
38,		38,4		07.0	?	38,5	
3 38,		37,9		37,9		37,8 35,3	
10 \(\begin{pmatrix} 35, \\ 24 \end{pmatrix}		0.4.0	2	35,2	2		
(94)		34,9	2	34,7	2	34,7	
5 33,		33,2	1	33,2	2	33,2	
31,		31,4	1	31,5	1	31,3 30,9	
30,	5	(30,5	1	30,7	3	28,4	
		, O. PT. O.	3.5	27.0	10	27,0	
$15 \begin{cases} 27, \\ 26, \end{cases}$	1 15	(27,3	15	27,0	10	26,7	
(20)	± '	(26,4	1	06 U	1	25,9	
1 25,		25,7	1	26,0	2	23,5	
8 23,	3 10	23,6	3	23,6	10	22,9	
					10	22,4	
		(0.2.0	10	01.6	8	21,6	
$15 \begin{cases} 21, \\ 20, \end{cases}$		(21,9	10	21,6	•	21,0	
(20,	9	(20,9		10.5	1	19,5	
5 19,		19,3	1	19,5	1	18,0	
7 17,		17,8	1	18,1	10	16,6	
20 16,		16,8	20	16,5	20	16,0	
15,	6	15,6	5	15,9	20	15,6	
					1	13,9	
					1	10,0	

Die Ausmessungen der Filme sind in der Tab. 1 zusammengestellt. Es ist leicht zu erkennen, daß eine sehr weitgehende Übereinstimmung aller Filme besteht, Gleichheit bei den Abbeugungswinkeln, Proportionalität bei den Intensitäten. Die Identität unseres Materials mit Magnesit ist damit als erwiesen anzusehen. Die bei Nr. 298 unerklärt bleibenden Linien sind in der Tab. 2 zusammengezogen. Die Abbildung, in der die aus drei Filmen berechneten d-Werte zusammengestellt sind, läßt erkennen, wie die Reflexionen sich auf die beiden Komponenten verteilen.

Tabelle 2 NaCl-Kurven aus Nr. 298

I	$\vartheta/2$	sin ²	IQS	T · 104				
	80,4	0,9722	52	187,0)			
?	79,6	9674						
	71,2	8961	48	186,7	3000			
1	59,6	7439	40	186,0	Mittel			
2	55,0	6710	36	186,4	186,6			
1	50,7	5988	32	187,1				
2	42,0	4477	24	186,5	J			
3	28,4	2262	12	188,5	*			
10	22,9	1514	8	189,3				
?	22,4	1452						
?	15,6	0723						
1	13,9	0577	3	192,3				

Tabelle 3
NaCl-Kurven in Koinzidenz mit Magnesit-Kurven

Ι	$\vartheta/2$	sin ²	IQS	T · 104
1	64,7	0,8174	44	185,8
- 1	37,8	3756	20	187,8
10	16,0	760	4	190,0

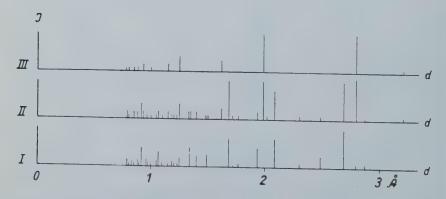


Abb. 1. Vergleich der Reflexionen von drei Pulveraufnahmen. I. Magnesit Unterbreizbach, ohne Salz. II. Magnesit Unterbreizbach, unverändert. III. Steinsalz.

Die Auswertung zeigt, daß sich die restlichen Kurven zwanglos als zu Steinsalz gehörig indizieren lassen. Benutzt man wie üblich, um den Einfluß der Korrektionen weitgehend auszuschalten, nur die Linien mit einer Indexquadratsumme größer als 20 und auch nur, soweit sie selbständig sind, so erhält man als Mittel aus sechs Linien (24, 32, 36, 40, 48, 52, gemeinsamer Teiler der Sinusquadrate 0,01866) die Gitterkonstante 5,627 Å mit überraschender Genauigkeit. Vervollständigt wird die Indizierung noch durch Tab. 3, in der die mit Interferenzkurven des Magnesits zusammenfallenden, aber durch Unstimmigkeit in den Intensitäten vermutbaren NaCl-Kurven zusammengestellt sind.

III. Chemische Analyse

Die Gesamtanalyse ergibt:

	9		
MgO	25,94%		
CaO	0,0 %		
FeO	9,02%		
Fe ₂ O ₃	0,08%		
MnO	0,12%	Na	12,41%
CO_2	33,29%	Li	0.09%
H_2O	0,0 %	K	0,06%
SiO_2	0,0 %	Cl	19,06%
	68,45%		31,62%
	/ / 0		

Karbonat, unlöslich

Chlorid, löslich

Gesamt 100,07%

Der wasserlösliche Anteil erscheint als fast reines NaCl (theoretisch 12,36 Na für 19,06 Cl). Der unlösliche Anteil, umgerechnet auf Magnesit als Alleinsubstanz, führt auf

MgO 37,89% 0,0 % 13,16% CaO FeO Fe_2O_3 0,12% MnO 0,18% CO₂ 48,62%

Das Molekularverhältnis FeCO₃: MgCO₃ berechnet sich auf 1:5; es handelt sich also um einen Magnesit, der in seinem Eisengehalt einem Breunnerit entspricht. Die zum Vergleich herangezogenen Vorkommen haben nach Angaben aus der Literatur einen wesentlich niedrigeren Eisenanteil. Die recht weitgehende Ähnlichkeit der Röntgendiagramme zeigt, daß keine merklichen Abweichungen in den Gitterkonstanten vorliegen, was bei der Ähnlichkeit der Ionenradien von Mg und Fe und der verhältnismäßigen Kleinheit des Sideritanteils auch zu vermuten ist.

Die Entstehung des Salzmagnesit; ist danach so zu denken, daß bei der Ausscheidung des Karbonatgels sich ein rogensteinähnliches Aggregat bildete, in dessen Poren zunächst die Salzlösung stehenblieb; zum Schluß entstand aus dieser ein kristallines Aggregat, das durchaus mit manchen Vorkommen von körnigem Steinsalz verglichen werden kann. In den Salztonen, deren Entstehung hierzu ganz analog ist, nimmt das sedimentierte Tonmaterial dieselbe Stelle ein wie hier das kristallisierende Gel.

Von Interesse ist die Anwesenheit des Li, die ebenso wie die des K spektroskopisch bestätigt wurde. Die geochemische Rolle, die das Li dabei spielt, dürfte davon abhängen, in welchem Verbande es enthalten ist, eine noch zu klärende Frage.

Dem VEB Kaliwerk Sachsen-Weimar danke ich für die Überlassung des Materials, meiner Frau, Dr. Maximiliane Hart-wig, für die Ausführung der chemischen Analyse.

Berlin, Mineralog.-petrogr. Institut der Humboldt-Universität

Rezbanyit aus Dobšiná in der Ostslowakei, ČSR

Von K. Paděra, Vl. Bouška und J. Pelikán, Prag

Mit 7 Abbildungen im Text

Inhalt

Auf der Halde der verlassenen Grube Hirschkohlung (Synonym Hirschkohlengrube) im Dobšiner Erzgebiet wurde ein stahl-graublaues, metallartig glänzendes Mineral gefunden, das als Rezbanyit identifiziert wurde. Rezbanyit kommt im Quarz- und Ankeritgang mit Kupferkies und Pyrit vor. Seltener ist auch Tetraedrit und Arsenkies, welcher Kobalt enthält, vorhanden.

Einleitung

Im Jahre 1954 fand K. Paděra ein stahl-graublaues, metallartig glänzendes Mineral auf den Halden der Grube Hirschkohlung bei Dobšiná. Chemische Analyse J. Pelikáns, erzmikroskopische Beobachtung Vl. Bouškas und röntgenometrische Identifikation K. Paděras haben klar die Identität des festzustellenden Minerals mit Rezbanyit erwiesen.

Stufen von den Halden der Grube Hirschkohlung (Synonym Hirschkohlengrube) stammen aus der Zeit der Kupferförderung gegen Ende des ersten Weltkrieges (1918). Die Gangvererzung stößt durch den serizitischen Phyllit. Von den Nichterzmineralien ist Ankerit und Quarz vertreten. Von den Erzmineralien ist Pyrit, Kupferkies, Rezbanyit, Tetraedrit und Arsenkies vorhanden, welcher Kobalt enthält. Von den sekundären Mineralien wurden Erythrin und sekundäre Kupfermineralien beobachtet.

Makroskopische Mineralbeschreibung

Ankerit ist in zwei verschiedenen Typen, die sich voneinander makroskopisch wesentlich unterscheiden, vorhanden. Des öfteren kommt Ankerit in einzelnen isolierten hellgelblichen Körnern vor, die mehr oder weniger rhomboedrische Begrenzung aufweisen und am häufigsten die Größe von ½—1 cm erreichen. Die andere Entwicklung des Ankerits ist durch feinkörnige Aggregate charakterisiert, die im ganzen mächtigere Partien bilden. Dieser Ankerit hat im frischen 23*

Zustande eine graubraune Farbe und stellenweise kleine Hohlräume, in die er idiomorph durch ca. 1 mm große Rhomboeder begrenzt ist.

Quarz gemeinsam mit Ankerit stellt den hauptsächlichen Teil der Gänge. Milchig weiß, grobkörnig. An sein Vorkommen ist die sulfidische Vererzung der Mineralien gebunden. Stellenweise verdrängt er auch mit den Erzen metasomatisch den Ankerit.

Pyrit stellt das häufigste sulfidische Mineral vor. Stellenweise durchwächst er intim den Kupferkies, so daß sie makroskopisch gegen-

seitig ein komplexes Erz bilden.

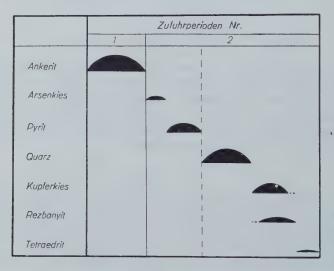


Abb. 1. Sukzession am Gang der Grube Hirschkohlung bei Dobšiná.

Kupferkies ist feinkörnig und auch grobkörnig. Durch das Aussehen unterscheidet er sich nicht wesentlich von den üblichen Stufen der Kupferkiese an den Eisenspatgängen in der Ostslowakei.

Rezbanyit. Seine Aggregate erreichen in der Richtung der Streckung am häufigsten die Größe von ½ und 1 cm. Seltener hat er das Aussehen isometrischer Körner. Durch die Farbe ähnelt er sehr dem Tetraedrit, er hat jedoch einigermaßen einen Stich ins Violette und einen intensiveren Glanz. Er befindet sich am öftesten in der Assoziation mit Kupferkies. Rezbanyit aus der ursprünglichen Lokalität Baiţa Bihor (Rezbánya) in Rumänien ist wesentlich dunkler und hat ein faserigeres Aussehen.

Tetraedrit ist makroskopisch rar. Er pflegt stark verwittert zu sein. Auf der Lagerstätte ist er am häufigsten in mikroskopischen Einwachsungen, die in Rezbanyit gewachsen sind, vorhanden.

Arsenkies bildet makroskopisch kaum merkbare Kriställchen. Er macht sich durch die schwarze Färbung des Quarzes merkbar.

Sekundäre Mineralien. Erythrin ist von den sekundären Mineralien das häufigste. Durch sein Vorkommen ist er an das Vorhandensein des Arsenkieses gebunden. Er bildet rosige, ins Violette gehende Überzüge, die mit den sekundaren Kupfermineralien vergesellschaftet sind, von denen Malachit am häufigsten zu verzeichnen ist.

Identifikation von Rezbanyit

Dobšiner Rezbanvit wurde durch die spektrale und chemische Analyse, durch das Beobachten im Erzmikroskop und besonders durch

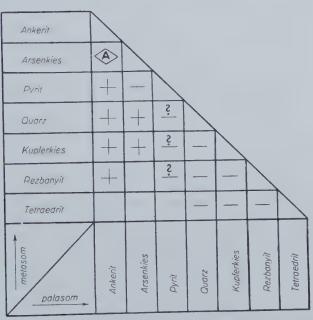


Abb. 2. Tabelle des Charakters der gegenseitigen Grenzen zwischen den Mineralien.

Erläuterungen:

+ Festgestellt wurde die Verdrängung des Palasoms durch das Metasom.

- Gefunden wurden gemeinsame Grenzen beider Mineralien, die Verdrängung durch das Palasom wurde jedoch nicht festgestellt.

(A) Metakryste des Arsenkieses.

? Ungenaue Verdrängung (z. B. durch das Ausfüllen der mechanisch dislacierten Pyritkristalle entsteht eine unmerkbare Abrundung der sonst scharfen Bruchstücke durch jüngere Mineralien, in diesem Fall durch Quarz, Kupferkies und Rezbanvit).

Ohne Bezeichnung: wurden keine gemeinsamen Grenzen der Berührung

zwischen den Mineralien beobachtet.

die röntgenometrische Debye-Scherrer-Methode identifiziert. Ursprünglich wurde von den Autoren das festzustellende Mineral für Aikinit gehalten. Vom Aikinit unterschied er sich bei der röntgenometrischen Identifikation durch die niedrigeren d-Werte und bei der chemischen quantitativen Analyse durch einen anderen Gehalt von Blei, Kupfer und Wismut. Erst nach der Einreihung des Rezbanyits in die Mineralgruppe von Wismutglanz und Aikinit wurde seine genaue Identifikation ermöglicht.

Röntgenometrische Identifikation

Die Auswertung und der Vergleich der röntgenometrischen Aufnahmen durch die Pulver - Deb ye - Scherrer - Methode des Rezbanyits aus Dobšiná und aus der ursprünglichen Lokalität Baiţa Bihor (Rezbánya) in Rumänien wird in der folgenden Tabelle dargelegt. Man verwendete die Kupferantikathode mit dem Nickelfilter. Die Aufnahmen wurden von Dr. Ing. V. Kupka im Laboratorium des Institutes für Erzuntersuchung in Kutná Hora (Kuttenberg) hergestellt. Die Intensität wurde in zehn Graden visuell abgeschätzt, wo 10 die stärkste beobachtete Intensität und 1 die schwächste noch merkbare Linie bedeutet. Die Qualität der Aufnahmen ist befriedigend. Rezbanyit aus der ursprünglichen Lokalität in Rumänien bietet diffusere Interferenzen im Vergleich mit der Aufnahme des Rezbanyits aus Dobšiná.

Der wesentlichste Unterschied zwischen den Aufnahmen von Rezbanyit aus Rezbánya und aus Dobšiná äußert sich in den Intensitäten der einzelnen Interferenzen. Im folgenden selbständigen Artikel über die Einreihung des Rezbanyits im Mineralsystem sind auch die d-Werte der geeichten Abbildungen (NaCl) des Rezbanyits angeführt. Rezbanyit aus der ursprünglichen Lokalität Rezbánya hat nur unbedeutend höhere d-Werte im Vergleich mit Rezbanyit aus der Slowakei.

Qualitative Spektralanalyse. Die spektrographischen Aufnahmen der Stufen von Rezbanyit aus Dobšiná führte am Quarzspektrograph Zeiß, Jena, Qu 24, J. Litomiský durch und wertete sie aus. Angewandt wurden Kohleelektroden und nichtunterbrochener Bogen.

Es wurde festgestellt:

Wesentliche Menge: Bi, Cu und Pb,

untergeordnete bis geringe Menge: Fe, Si und As,

geringe bis spurartige Menge: Co, Sb, Ca, Mg, Al, Ag, Hg, Ti und Mn.

Bei der Separation war es nicht möglich, eine reine Stufe von Rezbanyit ohne Beimischung von benachbarten Mineralien zu gewinnen. Man kann also nicht feststellen, welche Elemente direkt dem Rezbanyit (außer Bi, Cu und Pb) und welche den heterogenen Beimischungen angehören.

Chemische Analyse. Zu den einzelnen Feststellungen wurde eine Menge, die sich sehr nahe um 100 mg bewegte, genommen. Feststellung Pb, Bi, Cu, Fe. Die abgewogene Menge der Stufe wurde

Tabelle 1

Rezbanyit — Baiţa Bihor (Rezbánya), Rumänien und Dobšiná, ČSR. Debye-Scherrer-Methode CuKα_{1,2} (λ = 1,5418 Å). Ohne Referenzsubstanz. Durchmesser der Kamera 57,4 mm

er er					1 0				
Linien-	Rezbánya		Dobšiná		Linien- vumme	Rezbánya		Dobšiná	
Linien- Nummer	I	d	I	d	Linien- Nummer	I	d	Ι	d
1	2	3,97 Å	5	4,00 Å	21	3	1,63 Å	2	1,63 Å
2	1	3,75	1	3,79	22	5	1,58	6	1,58
3	9 dif.	3,56	10	3,56	23	1	1,55	1	1,54
4	2	3,29	1	3,31	24	3	1,52	4	1,51
5	8	3,12	9	3,13	25	2	1,474	2	1,470
6	3	2,98	1	3,03	26	2	1,437	2	1,411
7	10	2,82	7	2,84	27	3	1,597	5	1,395
8	1	2,71	2	2,75	28	1	1,373	2	1,372
9	2	2,65	3	2,66	29	6	1,322	6	1,322
10	2	2,56	4	2,56	30			2	1,299
11	2	2,50	3	2,48	31	5	1,272	3	1,268
12	1	2,34	3	2,34	32	3	1,210	2	1,209
13	5	2,25	4	2,25	33	2	1,191	1	1,187
14	4	2,11	5	2,13	34	4 dif.	1,165	5 dif.	1,155
15	5	2,00	4	2,01	35	1	1,105	3	1,104
16	4	1,95	6	1,97	36	4	1,080	2	1,079
17			3	1,93	37	2	1,058		
18	3	1,86	5	1,87	38	3	1,040	1	1,039
19			1	1,81	39	4 dif.	1,014	4	1,013
20	7 dif.	1,74	8	1,75	40			3	0,987
					41	3	0,973	6	0,968

Die Abkürzung dif. bedeutet diffuse Interferenz.

durch eine kleine Menge destillierten Wassers angefeuchtet und durch mäßiges Erwärmen mit 2—5 ml konzentrierter Chlorwasserstoffsäure in Lösung übergeführt. Während der Auflösung entschwand der gasige Schwefelwasserstoff. Der vollständige Zerfall der Stufe verlief nach Beigabe einiger Tropfen von konzentrierter Salpetersäure und nach der Verdampfung auf dem Wasserbad zur Trockene.

Der Rückstand wurde in einer kleinen Menge von destilliertem Wasser aufgelöst und nach Zutat verdünnter Schwefelsäure wurde er abgeraucht. Das ausgeschiedene Bleisulfat wurde durch den Porzellanfiltrationstiegel filtriert, durch 5 proz. Schwefelsäure und zum Schluß mit Äthylalkohol gründlich ausgewaschen. Nach dem Erhitzen auf Totglut wurde PbSC4 gewogen.

In das mit Chlorwasserstoff gesäuerte und fast zum Sieden gebrachte Filtrat wurde gasiger Schwefelwasserstoff bis zum Abkühlen zugeführt. Die ausgeschiedenen Sulfide von Kupfer und Wismut wurden abfiltriert und nach gründlichem Auswaschen mit Schwefelwasser-

stoffwasser wurden sie in nötiger Menge verdünnter Salpetersäure auf-

gelöst.

Nach dem Abfiltrieren der genannten Sulfide wurde im Filtrat Eisen photometrisch (Fisher-Photometer) als Eisenrhodanid fest-

gestellt.
Aus der Lösung der Sulfide, welche Bi und Cu enthalten, wurde nach Zufügung von Ammoniak und Ammoniumcarbonat Bi gefällt. Die Fällung wurde abfiltriert und in kleinstbenötigter Menge verdünnter Salpetersäure aufgelöst. Die Lösung wurde in einem abgewogenen Tiegel aufgefangen und bis zur Trockene verdampft. Der Rückstand

Nach der Separation von Wismut wurde Kupfer elektroanalytisch

aus dem Medium der Salpetersäure im Filtrat festgestellt.

wurde geglüht und als Bi₂O₅ gewogen.

Schwefel wurde aus der abgewogenen Menge 0,1073 g als $\rm BaSO_4$ nach dem Schwelzen mit $\rm Na_2CO_3$ und $\rm Na_2O_2$ festgestellt.

Die gesamte Zusammensetzung der analysierten Stufe:

51,8% Bi 20,6% Pb 7,6% Cu 1,5% Fe 18,0% S insgesamt 99,5%

Bei der Voraussetzung, daß der 1,5 proz. Eiseninhalt dem heterogenen Kupferkies angehört, nach dem Abziehen der Menge von Cu und S, die der theoretischen Zusammensetzung von CuFeS₂ entspricht und nach dem Umrechnen auf 100 wurde folgendes Ergebnis erzielt:

54,0% Bi 21,5% Pb 6,6% Cu 17,9% S insgesamt 100,0%

Komplexometrische Feststellung von Bi. Bei der Analyse von Rezbanyit wurde gleichzeitig ein Versuch der praktischen Anwendung der komplexometrischen Feststellung von Wismut mit Brenzcatechinviolett als chelatometrischen Indikator durchgeführt (Malát, Suk, Ryba).

Bei der Feststellung wurde in der Weise vorgegangen, daß in die Lösung der schon beschriebenen Art gewonnenen Stufe in der Wärme gasiger Schwefelwasserstoff zugeführt, die ausgeschiedenen Sulfide Pb, Cu. Bi abfiltriert, mit Schwefelwasserstoffwasser gewaschen und in nötiger Menge verdünnter Salpetersäure aufgelöst wurden. Durch diesen Vorgang wurde die Stufe vom Eisen befreit, welches ungünstig den Färbungsübergang des Brenzeatechinvioletts beeinflußt.

Die Lösung der Sulfide wurde ungefähr mit 50 ml destillierten Wassers verdünnt, 3—4 Tropfen 0,1 proz. Lösung des Indikators zugegeben und deren p_H wurde durch Zugabe von verdünntem Ammoniak auf den Wert 2—3 gebracht, d. i. zur blauen Färbung der Lösung. Titriert wurde mit 0,05 M Lösung des Komplexons III in die zitronen-



Abb. 3. Säulenartig gestreckter Rezbanyit verdrängt metazomatisch Ankerit. Am Rezbanyit ist eine ausdrucksvolle Längsspaltbarkeit zu beobachten. Vergrößert $60 \times$.

gelbliche Färbung. Aus dem Verbrauch wurde der Gehalt Bi = 52,4% berechnet.

Das unterschiedliche Ergebnis zwischen der Gewichtsanalyse und der komplexometrischen Feststellung von Wismut kann man vorwiegend den kleinen abgewogenen Mengen zuschreiben, welche durch

kleine Mengen der Stufe bedingt waren.

Erzmikroskopische Identifikation. Rezbanyit hat im reflektierenden Licht eine weiße Farbe, welche dem Bleiglanz ähnelt. Eine deutliche Anisotropie äußert sich durch eine gelbbraune bis dunkelgraue Farbe mit einem Stich ins Blaue. Im Anschliff ist gut die Spaltbarkeit merkbar (Abb. 3). Er zeigt eine wesentlich höhere

Reflexion als Tetraedrit. Er bildet gestreckte Formen im Kupferkies und in dessen Umgebung oder kommt säulenartig vor.

Diagnostische Ätzung im Sinne M. N. Shorts:

Sehr stark wird Rezbanyit durch $\mathrm{HNO_3}$ 1:1 geätzt. Nach der Wirkung von 1 Min. entsteht ein dunkelgrauer Fleck mit einem irisie-



Abb. 4. Metasomatische Verdrängung des Ankerits durch Kupferkies. Die Ränder des Kupferkieses sind noch durch Körnchen von Kupferkies umsäumt. Vergrößert $100\times$.

renden Überzug in der Umgebung; beides ist weder mit Wasser abwaschbar, noch kann es mechanisch mit einem feinen Lappen abgewischt werden.

Durch FeCl₃ (20%) entsteht nach 1 Min. ein hellbrauner Überzug, welchen man mit Wasser nicht abwaschen kann, der aber, wenn *uch schwierig genug, mit einem feinen Lappen abwischbar ist. Die anderen chemischen Reagenzien (KCN — 20%, HCl 1:1, KOH — 40% und HgCl₂ — 5%) sind negativ.

Feststellung der Sukzession

Makroskopisch kann man die metasomatische Verdrängung des Ankerits, der das älteste Mineral der Gangausfüllung darstellt, durch Quarz und Erzmineralien beobachten. Ansonsten kann man zur Feststellung der Sukzession die makroskopische Beobachtung nachweisbar nicht anwenden.



Abb. 5. Zonare Verdrängung des Arsenkies s durch Kupferkies (Arsenkies zeigt sich infolge stärkerer Reflexion in der Abbildung heller als Kupferkies) und durch Quarz. Die Korrosion der Arsenkieskristalle durch Quarz ist ebenfalls zu beobachten. Vergrößert 100×.

Mikroskopisch: Quarz und Kupferkies verdrängen gemeinsam mit Rezbanyit nach den Spaltungsebenen oder nach den Grenzen der Körner den Ankerit. Anderenfalls verdrängen die Erzmineralien Ankerit in Äderchen oder bilden in ihm unregelmäßige Aggregate.

Arsenkies pflegt in der Mitte mancher Pyritkörner oder vollkommen idiomorph im Ankerit vorhanden zu sein. Durch Quarz pflegen idiomorphe Kriställchen des Arsenkieses koordiniert zu sein. Kupferkies

verdrängt den Arsenkies zonar oder in Äderchen (Abb. 5).

Pyrit ist meistenteils sehr stark dislociert, nur selten ist er idiomorph begrenzt. Risse, die durch Zerrüttung entstanden sind, sind einerseits beinahe konzentrisch, andererseits sind sie radial, so daß durch diese Zerrüttung in zwei aneinander fast senkrechten Richtungen wir gewisse Blöcke zur Mitte des ursprünglichen "Kornes" von Pyrit enger und zum äußeren Rand breiter erhalten. Manchmal ist Pyrit fast fein zerrüttet. Die bei der Zerrüttung entstandenen Zwischenräume sind mit Quarz, Kupferkies oder Rezbanyit ausgefüllt. Bei

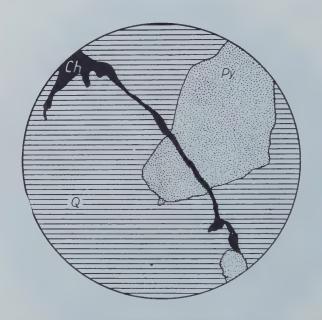


Abb. 6. Ausnahmefall, wo Kupferkies deutlich den Quarz und Pyrit in Form von einem Äderchen durchsetzt. Vergrößert 100× (Pyrit [Py] ist punktiert, Kupferkies [Ch] schwarz und Quarz [Q] ist schraffiert).

der Entstehung dieser Mineralien kam es zur Abrundung der Blöcke und Körner des zerrütteten Pyrits (Abb. 7).

Quarz, Kupferkies und Rezbanyit sind daher deutlich jünger als Pyrit. Ob die Stoffzufuhr in der Zeit der Zerrüttung von Pyrit, im Zeitabschnitt vor der Zufuhr des Quarzes, Kupferkieses und Rezbanyits unterbrochen war, kann weder erzmikroskopisch festgestellt werden noch ist dies makroskopisch zu beweisen. Diese Frage bleibt ungelöst. Diese sukzessive Beziehung zwischen Quarz und Kupferkies wurde auf Grund der Beobachtung gelöst, daß Kupferkies in kleinen Äderchen zwischen die Quarzkörner tritt (nur selten beobachtet, siehe Abb. 6). Das Kristallisationsintervall des Kupferkieses überdeckt sich mit Rezbanyit, der teilweise vielleicht etwas jünger ist. Als Zeichen der Überdeckung der Kristallisationsintervalle können die lappenartig

übergehenden Grenzen zwischen beiden angenommen werden. Es entstanden die Möglichkeiten der Interpretation, sowie des älteren Kupferkieses als auch des Rezbanyits und umgekehrt.

Tetraedrit bildet kleine unregelmäßige oder mondartig gestreckte Körner im Rezbanyit oder auch kleine Äderchen. Er ist jünger als Rezbanyit, in den er nach den Grenzen der Körner eindringt (sehr deutlich tritt er bei der Beobachtung zwischen den gekreuzten Nikols hervor).

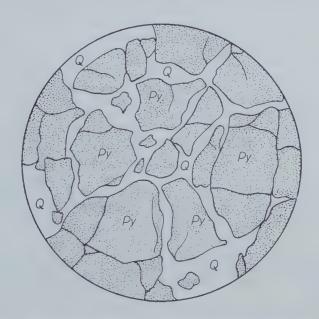


Abb. 7. Stark dislocierter Pyrit. Die Risse sind einerseits konzentrisch, andererseits radial. Durch diese Zerrüttung in zwei aufeinander fast senkrechten Richtungen entstanden Blöcke, zur Mitte des ursprünglichen "Kornes" des Pyrits enger und zum äußeren Rand breiter. Die Zwischenräume zwischen den Körnern sind mit Quarz ausgefüllt. (Pyrit [Py] ist punktiert, Quarz [Q] weiß.) Vergrößert $60 \times$.

Bezüglich der relativen Häufigkeit der Mineralien im Gang ist im ganzen Ankerit am häufigsten vertreten. In der zweiten Zufuhrperiode herrscht Quarz vor. In wesentlich kleineren Anteilen sind Erzmineralien vertreten. Von ihnen sind die häufigsten Pyrit und Kupferkies, deren verhältnismäßige Menge im studierten Material die gleiche ist. Rezbanyit und Arsenkies kommen schon im kleineren Maße vor und am seltensten ist Tetraedrit (abgeschätzt nach dem Material von der Halde).

Die Sukzession ist in Abb. 1 ausgedrückt. Der Charakter der gegenseitigen Grenzen der Mineralien (Abb. 2) wurde im Sinne J. H.

Bernards (1953) nach der Beendung und diagrammatischer Veranschaulichung der Sukzession zusammengestellt.

Literatur

- Bernard, J. H., Entwurf einer übersichtlichen Darstellung des Charakters der gegenseitigen Grenzen zwischen den Mineralien (auf Grund der bekannten Sukzession). Chemie der Erde 16, 1953, S. 197—201.
- Frenzel, A., Mineralogisches. N. Jahrb. Min., Jahrg. 1874.
- Kutina, J., Genetische Diskussion der Makrotexturen, eine der ersten Etappen der geochemischen Untersuchung der Erzgänge. Freiberger Forschungshefte, C17, 1955, S. 26—29.
- —, Beitrag zur Methodik der genetischen Untersuchung von Anschliffen in der Erzmikroskopie. Chemie der Erde 16, H. 3, 1955, S. 176—180.
- Malát, M., Suk, V., und Ryba, O., Komplexometrické titrace (chelatometrie) IV. Pyrokatechinová violeť jako nový specifický indikátor, stanovení vizmutu. Chemické listy 48, 1954, S. 203—206.
- —, —, —, Komplexometrische Titrationen (Chelatometrie) IV. Brenzcatechinviolett als neuer spezifischer Indikator. Bestimmung des Wismuts. Collection of Czechoslovak Chemical Communications 19, 1954, S. 258—262.
- von Papp, K., Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches (1919).
- Ramdohr, P., Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. 1950.
- Short, M. N., Microscopic Determination of the Ore Minerals. United States Geological Survey, Bull. 914, 1940.

Katheder für Geochemie, Mineralogie und Kristallographie und Katheder der analytischen Chemie der Karlsuniversität, Praha, Tschechoslowakei.

Identität von Waltherit und Walpurgin

Von E. Fischer, Berlin

Mit Tafel XXII

Waltherit wurde im Jahre 1855 von dem Berggeschworenen Joseph Florian Voglauf dem Geistergang der Eliaszeche zu Joachimsthal aufgefunden. Die erste Beschreibung stammt vom Entdecker (1). Danach kommt das Mineral in Form dünner, länglicher Prismen vergesellschaftet mit "Wismutocker", Bismutit, Uranglimmer, gediegen Silber und Kupfer, "Schwärzen", Talk und Quarz vor. Es ist durchscheinend und glasglänzend und von zeisiggrüner, nelkenbrauner oder gelblichweißer Farbe. Nach der von Apotheker Lindaker aker ausgeführten qualitativen Analyse enthält es an wesentlichen Bestandteilen Kohlen- und Kieselsäure, Wismutoxyd und Wasser, als Nebenbestandteile Uran, Eisen, Kupfer und Phosphorsäure. Voglbezeichnete es dementsprechend, ohne es zunächst zu benennen, als "neues Wismutkarbonat".

In einer im folgenden Jahre erschienenen anonymen Notiz "Neue Mineralspezies vom Geistergang in Joachimsthal" (2) wird das Mineral nach dem damaligen Direktor des Bergoberamtes zu Joachimsthal, Bergrat Walther, benannt. Die jetzt gegebene weit vollständigere Beschreibung weicht in mancher Hinsicht von der ursprünglichen ab: Die Kristalle kämen isoliert oder eingewachsen in Kieselkupfer vor, daneben träte das Mineral auch derb auf. Als weitere Begleiter werden genannt: Kupferuranit. Malachit, Tetradymit und Tellurit. Das Mineral wird jetzt als diamantglänzend bezeichnet; es sei nach einer Richtung vollkommen spaltbar, spröde und von unebenem Bruch; Härte 3, spez. Gew. 3,8—4,0, Strich gelb. Besonders auffallend ist, daß nunmehr als Bestandteile auf Grund einer Analyse desselben Apothekers Lindak er genannt werden: Uranoxyd, Wismutoxyd, tellurige Säure, Kohlensäure und Wasser; Nebenbestandteile seien Kupferoxyd und Eisenoxyd.

Später befaßte sich E. Bertrand (3) mit dem neuen Mineral und untersuchte insbesondere die optischen Verhältnisse. Er vermutete,

daß hier zwei verschiedene Minerale vorliegen: Das braune faserige Mineral sei leicht nach drei Richtungen spaltbar und besitze einen Prismenwinkel von ungefähr 116°; das grünliche erweise sich als weniger leicht spaltbar und besitze andere optische Konstanten.

In jüngster Zeit machte Frondel (4) unser Mineral zum Gegenstand eingehender Untersuchungen. Er kam zu folgenden Ergebnissen: Dichte 5,32, Härte ungefähr 4, Winkel zwischen den Flächen des aufrechten Prismas 116° 34′ ± 20′, c₀ = 5,42 Å; das braune Mineral ist zweiachsig negativ mit $2 \stackrel{\sim}{V} \approx 75^{\circ}$, die optischen Konstanten des grünen weichen von denen des braunen ab, jedoch stimmen die Pulverdiagramme beider Varietäten überein.

Für meine Untersuchungen standen mir drei Stufen des Minerals zur Verfügung. Zwei in der Sammlung des Mineralogischen Instituts der Humboldt-Universität Berlin vorhandene wurden im Jahre 1875 aufgesammelt und zeigen das Mineral in Form bis zu 2 mm langer tafel- oder span- bis nadelförmiger Kristalle von schmutzig grünlichgelber Farbe in Gesellschaft von jüngerem Zeunerit, Chrysokoll und Bismutit. Es ist auf frischen Kristallflächen diamantglänzend, auf Bruchflächen fettglänzend. Somit dürfte kaum ein Zweifel möglich sein, daß es sich um das von Vogl beschriebene Mineral handelt.

Eine weitere Stufe ist unter Nr. 16 955 in der Sammlung des Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden vorhanden. Sie ist bezeichnet als "Waltherit mit Uranit in Bismutit. Joachimsthal. Zsch. Vogl." Auf ihr tritt das Mineral in zwei Farben auf, nämlich zeisiggrün und gelbbraun. Im Gegensatz zu den Berliner Stufen finden sich keine freistehenden Kristalle; das zeisiggrüne Mineral ist derb, das nelkenbraune zwar kristallisiert, jedoch stets vollkommen von Chrysokoll umwachsen. Außerdem findet sich auf der Stufe noch Zeunerit und Bismutit. Auch dieses Stück stammt zweifellos von der ursprünglichen Fundstelle.

Auf Grund der äußeren Merkmale des Minerals wie auch seiner ständigen Vergesellschaftung mit Zeunerit lag die Vermutung nahe, daß es sich um Walpurgin handeln könne. Um dies nachzuprüfen, wurde von einer der Berliner Stufen ein Kristall abgelöst und die Winkel zwischen den Flächen des aufrechten Prismas gemessen: sie betragen $55\frac{1}{2}^{\circ}$ bzw. $124\frac{1}{2}^{\circ}$ (genauere Bestimmung wegen zu unebener Flächen unmöglich). Das stimmt zusammen mit meinen früheren Messungen an Walpurgineinzelkristallen von Joachimsthal, die in der gleichen Zone einen Winkel von 55°8' zeigten (5). Nun haben Bertrand und Frondel in dieser Zone einen Winkel von 116° bzw. 116° 34' gemessen. Auch das spricht für Walpurgin; denn die meisten Walpurginkristalle sind verzwillingt, und diese Zwillinge besitzen in jener Zone nach Weisbach (6) einen Winkel von 117°30', nach meinen früheren Messungen von 116°36' (5).

Völlig unvereinbar mit der geäußerten Vermutung scheint die bisher allgemein angenommene chemische Zusammensetzung des Minerals zu sein: es galt von jeher für ein Wismuskarbonat. Demgegenüber ergaben die qualitativen Analysen von etwa 1 mg kristallisierter Substanz von den Berliner Stufen und von je ungefähr ½ mg Material von den beiden farbverschiedenen Varietäten der Dresdener Stufe in völliger Übereinstimmung, daß es sich um ein Wismut-Uran-Arsenat handelt, in dem außerdem noch etwas Phosphorsäure und Kohlensäure enthalten ist. Die Phosphorsäure ist zweifellos als isomorpher Vertreter der Arsensäure anzusehen; ob die Kohlensäure als wesentlicher Bestandteil des Minerals zu werten ist, bleibt fraglich; ihre Anwesenheit erklärt sich möglicherweise aus dem Umstand, daß das Mineral eng mit Bismutit verwachsen und von ihm durchstäubt ist (7); indes geben auch die oberen durchsichtigen Partien von Walpurginkristallen von Schneeberg mit Salzsäure eine schwache Gasentwicklung.

Um die Identität des Minerals mit Walpurgin auch hinsichtlich seiner Struktur nachzuprüfen, wurden Pulveraufnahmen von Kristallen der Berliner Stufen und von den beiden Varietäten der Dresdener Stufe hergestellt. Die Diagramme stimmen untereinander und mit solchen von Walpurgin von Schneeberg völlig überein (Taf. XXII, Abb. 1 u. 2); die d-Werte der kräftigsten Linien fallen zusammen mit den von Frondel (4) für die Intensitäten 5 bis 10 angegebenen. Es kann somit keinem Zweifel unterliegen, daß das von Vogl beschriebene Mineral identisch strukturell und chemisch mindestens nahe verwandt ist mit dem 16 Jahre später (1871) in Schneeberg auf dem Walpurgis-Flachen bei der Grube Weißer Hirsch entdeckten Mineral Walpurgin. Es handelt sich bei Waltherit auch nicht um zwei verschiedene Minerale, wie Bertrand vermutete; denn die Pulverdiagramme der beiden farbverschiedenen Varietäten sind - was bereits Frondel festgestellt hat und durch meine Aufnahmen bestätigt wurde - identisch. Auch hinsichtlich der Art des Vorkommens (ob kristallisiert oder derb) und der Spaltbarkeit bestehen keine Unterschiede. So zeigen z. B. die beiden Berliner Stufen das zeisiggrüne Mineral in deutlichen freistehenden Kristallen von guter Spaltbarkeit, während diese Varietät auf der Dresdener Stufe derb auftritt und die braune kristallisiert ist. Die optischen Konstanten aber wie auch die Farbe dürften weitgehend von der chemischen Zusammensetzung, insbesondere dem Verhältnis von Arsen- zu Phosphorsäure, das starken Schwankungen zu unterliegen scheint (8), abhängen.

Für die Identität von Waltherit und Walpurgin sprechen auch die anderen an beiden Mineralen festgestellten Eigenschaften. Als Härte nennt Vogl 3, Frondel etwa 4; die Härte von Walpurgin wird zu $3\frac{1}{2}$ angegeben. Die Dichte will Vogl gleich 3.8-4.0 gefunden haben; Frondel hat sie zu 5.32 bestimmt (welcher Wert

ihm auffallend niedrig erscheint); die Dichte von Walpurgin ist nach Weisbach 5,76, nach Evans 5,95 (8); die noch bestehenden Unterschiede dürften sich aus der Unreinheit des Materials erklären. Der Wert von \mathbf{c}_0 wurde für Walpurgin von Evans (8) gleich 5,49 Å gefunden; Frondel gibt für Waltherit den Wert 5,42 Å an. Der von Frondel erwähnte monokline Charakter der Waltheritkristalle ist ohne weiteres verständlich, da Walpurgin fast ausnahmslos verzwillingt auftritt und diese Zwillinge den Eindruck monokliner Einzelkristalle (ähnlich den Gipskristallen) erwecken, weshalb Walpurgin lange Zeit ebenfalls für monoklin gehalten wurde.

Da Walpurgin nach Waltherit aufgefunden wurde, müßte an sich der Name Walpurgin weichen. Andererseits ist aber Walpurgin gleich von vornherein richtig beschrieben und vor allem seine chemische Zusammensetzung — wenigstens qualitativ — richtig angegeben worden; außerdem ist es das bei weitem genauer untersuchte der beiden Minerale. Es scheint darum zweckmäßig, den Namen Waltherit fallen zu lassen.

Herrn Dr. Prescher, Direktor des Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, danke ich auch an dieser Stelle herzlich dafür, daß er mir die in seinem Museum vorhandene Waltherit-Stufe zum Zwecke einer Untersuchung überlassen hat.

Anmerkung bei der Korrektur: Nach Abschluß der Arbeit war es mir durch freuudliche Vermittlung von Herrn Prof. Strunz möglich, auch die vier im Naturhistorischen Museum zu Wien vorhandenen Waltherit-Stufen zum Vergleich heranzuziehen.

Auf allen vier Stufen waren die Waltherit-Kristalle von schmutzig grünlichgelber, seltener von zitrongelber oder olivbrauner Farbe; sie zeigten auf frischen Kristallflächen Diamantglanz, auf Bruchflächen Fettglanz. Begleitminerale waren in allen Fällen Zeunerit, meist auch Chrysokoll und Bismutit. Sie stimmten also in allen äußeren Kennzeichen und der Paragenese mit den Waltherit-Proben der Berliner und der Dresdener Stufe überein, womit die Richtigkeit der Bestimmung jener Stufen erhärtet wurde.

Auf einigen Stufen (insbesondere G 3025) fanden sich wohlausgebildete Kristalle von langprismatischem oder spanförmigem Habitus, jedoch stets ohne Enden. Soweit unter der Binokularlupe erkennbar, waren sie — ähnlich wie die Walpurgin-Einzelkristalle von Schneeberg — begrenzt von {100}, {130} und {010} (bzw. von {010}, {110} und {100} in der Aufstellung von H. T. E vans).

Es ist mir eine angenehme Pflicht, den Herren Prof. Dr. Strunz und Dr. Schiener für ihr Entgegenkommen herzlich zu danken.

Literatur

- J. F. Vogl, Gangverhältnisse und Mineralreichtum Joachimsthals. Teplitz 1856, S. 169.
- 2. Anonym, Österr. Zschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 5. Jg., Wien 1857, S. 135.
- 3. E. Bertrand, Bull. soc. min. fr. 4, 1881, S. 58.
- 4. Cl. Frondel, Am. Min. 28, 1943, S. 521.
- 5. E. Fischer, Zschr. f. Krist. (A) 106, 1945, S. 25.
- 6. A. Weisbach, Neues Jahrb. f. Min. usw., 1877, S. 1.
- 7. E. Fischer, Jahrb. f. Min. usw. Monatshefte, 1945—1948 (A), S. 44.
- 8. H. T. Evans, Am. Min. 35, 1950, S. 1021.

Tafelerklärung

Tafel XXII

- Abb. 1. Oben: Waltherit, zeisiggrün, Berliner Stufe; unten: Walpurgin, gelb.
- Abb. 2. Oben: Waltherit, gelbbraun, Dresdener Stufe; unten: Walpurgin, gelb.

Mineralogisch-petrographisches Institut der Humboldt-Universität Berlin.

Buchbesprechungen

Jung, Hermann, Grundriß der Mineralogie und Petrographie. Eine Einführung für Studierende und zum Selbstunterricht. Begründet von Gottlob Linck und Hermann Jung. 2., neubearbeitete Auflage, von Dr. phil. Hermann Jung, Professor für Mineralogie und Petrographie, Lauscha/Thür. 367 Seiten mit 393 Fig. im Text. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena 1954. Ganzleinen DM 17,—.

Für eine größere Anzahl von Fachrichtungen (Chemie, Physik, Biologie, Geographie, Bodenkunde, Forstwirtschaft, Bauwesen und Geodäsie) sind Mineralogie und Petrographie oder auch beide Gebiete Randwissenschaft. Für beide Gebiete gibt es deutschsprachige Hochschullehrbücher. Es ist indessen grundsätzlich stets zu begrüßen, wenn die gleiche Materie auf verschiedene Art dargestellt wird, weil ja je nach der Veranlagung des Lernenden dem eine diese, dem anderen

jene Darstellungsweise besser eingeht.

H. Jung hat 20 Jahre nach dem Erscheinen des damals gemeinsam mit G. Linck († 1947) herausgegebenen Lehrbuchs eine Neuauflage veranstaltet, welche wieder allgemeine und spezielle Mineralogie, allgemeine und spezielle Petrographie in einem Bande vereinigt. Die Anordnung ist im wesentlichen die gleiche geblieben wie bei der vorausgegangenen Auflage, ebenso sind sehr viele der früheren Abbildungen übernommen worden. Die Figuren sind großenteils ganz vorzüglich; dennoch wäre zu wünschen, daß eine ganze Reihe von Photos bei der nächsten Auflage durch andere Bilder ersetzt werden möchten, z. B. die Abb. 164, 165, 185, 200, 219, 224, 227, 229, 235 und viele andere. Selbst der Fachmann vermag auf ihnen nur mit großer Mühe einige charakteristische Züge zu erkennen. Das liegt keineswegs an zu geringer Sorgfalt bei der Auswahl der Objekte oder bei der Ausführung, sondern an einer grundsätzlichen Schwäche des fotografischen Verfahrens überhaupt. Solche Dinge lassen sich sehr viel anschaulicher mit dem Pinsel wiedergeben.

Der Autor hat sich redliche Mühe gegeben, möglichst alle wesentlichen Kapitel der allgemeinen Mineralogie (einschließlich der Kristallmorphologie und Gitterlehre) und Petrographie ausreichend zu behandeln. Es zeigt sich indessen, daß das bei dem von ihm für diesen Abschnitt vorgesehenen Platz nicht zu erreichen ist; denn der für spezielle Beschreibungen aufgewendete Platz beansprucht — selbst wenn man die darin enthaltenen allgemeinen Abschnitte abzieht — mehr als die Hälfte des Raumes. Das gesamte Werk ist aber vergleichsweise nur etwa halb so umfangreich wie das Lehrbuch von

P. Ramdohr, das nur die Mineralogie behandelt. Demgemäß mußte vieles fortgelassen werden, was als schwerer Mangel empfunden werden wird: Die Kristallographie führt nicht bis zur prinzipiellen Entwicklung der 230 Raumgruppen; in der Gitterlehre, die viel zu kursorisch abgehandelt ist, vermißt man z. B. die doch so fruchtbare Darstellung durch dichteste Kugelpackungen und eine ausführliche Behandlung der Identitätsperioden im Zusammenhang mit der Symmetrie. Daraus folgt wieder, daß im speziellen Teil auf das Gitter praktisch kein Bezug genommen werden kann. Die hier und da vorhandenen Angaben über Gitterkonstanten müssen für den Leser völlig unverständlich bleiben. Auch in der Kristalloptik sind die Beziehungen zum Gitterbau (z. B. beim Vorzeichen der Hauptdoppelbrechung, die man heute schon z. T. kennt), nicht erwähnt. Die Anordnung in der Beschreibung der Minerale, die nicht wie üblich nach dem System, sondern paragenetisch erfolgt, ist pädagogisch zweifellos gut. Ebenso ist der ständige Hinweis auf praktische Verwendung, Bodenbildung und geologische Erscheinungen wertvoll. Sehr begrüßenswert sind auch die zahlreichen etymologischen Ableitungen.

Daß viele kleinere Fehler unterlaufen (z. B. Leuzit darf nicht einfach als kubisch, sondern muß als pseudokubisch bezeichnet werden. Wollastonit tritt keineswegs "in allen kalkreichen Gesteinen, die bei zurücktretendem Tonerdegehalt größere Mengen Kieselsäure enthalten" [S. 262] auf, sondern er ist im Gegenteil ziemlich selten in den Metamorphiten), ist verständlich; auf die Ausführungen über die Tone (S. 149, 315-317) muß jedoch eingegangen werden, weil diese Materie von weittragender und immer mehr wachsender volkswirtschaftlicher Bedeutung ist. Die Tatsachen sind teils völlig unrichtig, teils unvollständig nach dem heutigen Stand der Forschung dargestellt. Die Deutung ist meist falsch, die Nomenklatur veraltet. Es wäre ein Sonderaufsatz nötig, um alles richtigzustellen. Um das Wichtigste zu nennen: "Tone" schlechthin setzen sich praktisch nicht in erster Linie aus Tonmineralien (Kaolinit, Montmorillonit ...) zusammen; diese machen vielmehr meist nur ein Fünftel des Volumens oder noch weniger aus. Es ist auch nicht wahr, daß die chemische Analyse der Tongesteine derjenigen des Muskowit sich nähere, wie der Verfasser zweimal (S. 148, 317) behauptet. Jeder Analysenvergleich zeigt, daß dies nicht im entferntesten der Fall ist. Die angenommene Genese durch K-adsorbierende Aluminiumhydroxydgele ist völlig unhaltbar und dürfte von keinem Sachkenner mehr vertreten werden. Man muß ferner scharf unterscheiden zwischen Kaolin (Gestein) und Kaolinit (Mineral). Kolloidal darf nicht gleich amorph gesetzt werden.

Wegen aller dieser Mängel muß das Buch von Jung als nicht ausreichend für Fachstudierende (Mineralogen, Geologen, Bergleute) bezeichnet werden. Für Studierende der Nachbargebiete (siehe oben) ist es wohl verwendbar, doch muß man diese vor den obenerwähnten schwerwiegenden Irrtümern dringend warnen.

Die buchmäßige Ausstattung durch den altbewährten Verlag verdient vollstes Lob, zumal der dafür geforderte Preis erstaunlich gering ist.

H. Schumann.

Petrographie (Gesteinskunde) von W. Bruhns, neubearbeitet von P. Ramdohr. 104 S. mit 10 Fig. 4., durchgesehene Auflage. Sammlung Göschen, Bd. 173. Walter de Gruyter & Co., Berlin 1955. Preis DM 2,40 brosch.

Das Erscheinen der 4. Auflage des Göschenbändchens Nr. 173 zeigt, daß ein starkes Bedürfnis nach einer kurzen Darstellung des Gesamtgebietes der Petrographie vorhanden ist. In dem besonderen Fall dieser Wissenschaft mögen ein paar grundsätzliche Worte über den Plan des Verlages, "das Wissen der Welt in kurzen, klaren, allgemeinverständlichen Einzeldarstellungen nach den Lehrplänen der deutschen Universitäten und Hochschulen" den Lesern darzubieten. vorangestellt werden, wobei wir uns auf die Bändchen naturwissenschaftlichen Inhalts beschränken wollen. Ein Blick auf das dem Bändchen 173 beigefügte Gesamtverzeichnis vom November 1954 zeigt, daß unter den naturwissenschaftlichen Fachrichtungen besonders die Mathematik gut bedacht ist. Diesen als Repetitorium und auch sonst äußerst brauchbarem Bändchen der Sammlung verdankt die Sammlung Göschen wohl vor allem ihre Beliebtheit. Die weitgehende Aufteilung dieser Wissenschaft in Einzeldisziplinen bewirkte, daß der oben angeführte Grundsatz des Verlages wirklich erfolgreich durchgeführt werden konnte und dem gesteckten Ziele einigermaßen entsprach. Bei Fachrichtungen mit stark naturhistorischem Einschlag. wie sie etwa die Biologie oder die Mineralogie im weitesten Sinne darstellt, ist die Lösung der Aufgabe nicht in dem gleichen Maße geglückt. Hier geht die Komprimierung des Stoffes auf den zur Verfügung gestellten Raum auf Kosten der Vollständigkeit und Klarheit. Die Bändchen Mineralogie, Kristallographie und Petrographie mußten von den Verfassern so stark beschnitten werden, daß sie keinesfalls den Lehrplänen der deutschen Universitäten entsprachen und auch als populärwissenschaftliche Einführungen waren sie nicht geeignet, da sie zum Teil wiederum zu viel voraussetzten. Um den Verlagsplan zu realisieren, müssen diese Fachrichtungen viel weitergehend unterteilt werden, um als Leitfaden den Ansprüchen der Universitäten genügen zu können. Daß dem Verlag dies schon zum Bewußtsein gekommen ist, zeigten die geplanten Neuerscheinungen: das Bändchen Mineralogie wird in der Neuauflage in allgemeine und spezielle Mineralogie aufgeteilt, zwei Sonderbände über Mineral- und Erzlagerstättenkunde und ein Bändchen über Kristallographie sind bereits erschienen. Es

wäre günstig gewesen, auch der Petrographie mehr Raum und wenigstens zwei Nummern der Sammlung zur Verfügung zu stellen. Bei dieser Wissenschaft, die in den letzten Jahrzehnten sehr erhebliche Fortschritte in theoretischer wie in naturhistorischer Hinsicht gemacht hat, zeigt sich leider gerade ein Bestreben der Raumbeschränkung. Die erste Auflage des Bändchens 173 umfaßte 176 Seiten mit 15 Figuren, die dritte Auflage nur 117 Seiten mit 10 Figuren und die vorliegende vierte Auflage gar nur 104 Seiten mit 10 Figuren!

Der Neuherausgeber war in der schwierigen Lage, aus einer großen Fülle von Stoff einige Kapitel auszuwählen, andere, ebenso wichtige fortzulassen. Die Auswahl konnte also nur subjektiv sein und über sie läßt sich streiten. Als Erbe von der ersten Auflage wird z. B. im methodischen Teil den Trennungsmethoden nach der Dichte und mit Hilfe des Magneten ein verhältnismäßig großer Raum zugewiesen, während die so überaus wichtige mikroskopische Methode wohl zweifellos zu kurz wegkommt und moderne Methoden, besonders solche zur Untersuchung von Sedimenten, nur zum Teil namentlich erwähnt werden. Auch der Abschnitt über die wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien ist wohl zu kurz, wichtige Gruppen der metamorphen und wässerigen Mineralien fehlen ganz. Umgekehrt wird den natürlichen Gesteinsgläsern ein verhältnismäßig großer Raum zugebilligt. In der Liste der chemischen Elemente, die Gesteine aufbauen, werden noch die irrtümlichen Worte für Ba und Sr mitgeschleppt.

In dem Text sind weitgehend kritische Bemerkungen des Herausgebers eingeflochten. Es ist sehr zu begrüßen, daß er immer wieder auf das Hypothetische so vieler geäußerter Ansichten hinweist und auf die Komplexheit der meisten Probleme in der Petrographie aufmerksam macht. Hoffentlich gibt eine bald notwendig werdende neue, auf zwei Bändehen vergrößerte Auflage dem Herausgeber die Möglichkeit, den reichen Schatz seiner Erfahrung den Lernenden unserer Wissenschaft in viel stärkerem Maße darzubieten, als es der zu knappe Raum der jetzigen Auflage zuließ.

Der Verlag hat das Bändchen wieder, im Gegensatz zur dritten Auflage, recht ansprechend ausgestattet. An die Güte der ersten Auflage reicht die jetzige jedoch noch nicht heran, besonders in den Abbildungen.

F. Heide.

Tertsch, H., Die stereographische Projektion in der Kristallkunde. IV + 122 Seiten mit 71 Abbildungen. Verlag für angewandte Wissenschaften. Wiesbaden 1954. Ganzleinen DM 14,80, broschierte Ausgabe für Studenten DM 9,80.

Die stereographische Projektion ist ein äußerst vielseitiges Werkzeug bei der Behandlung kristallgeometrischer und kristallphysikalischer Fragen. Da die älteren zusammenfassenden Darstellungen

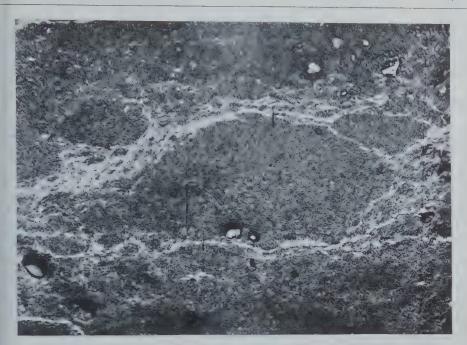
dieser Methode von H. E. Boeke, B. Gossner und T. V. Barker vergriffen sind und gerade der junge Student der Mineralogie eine solche Darstellung zur Einarbeitung braucht, ist es sehr zu begrüßen, daß der Verfasser eine moderne Gesamtdarstellung dieser Methode vorlegt, in der auch verschiedene neuere Anregungen hinsichtlich der Verwendung verarbeitet wurden, die auch für die schon mit der Methode vertrauten das Büchlein wertvoll sein lassen.

In den Abschnitten I und II werden die Haupteigenschaften und die Grundaufgaben der stereographischen Projektion behandelt; es folgen Abschnitte über die graphische Kristallberechnung (III), das Kristallzeichnen (IV) und die Anwendungsmöglichkeiten der stereographischen Projektion bei kristallphysikalischen Untersuchungen. Für die technischen Hilfskräfte der Institute dürfte das Kapitel über die Konstruktion von Kristallnetzen von Wert sein, da man jetzt ja vielfach genötigt ist, die Selbstherstellung von Kristallmodellen zu betreiben. Auf alle Fragen, die in die oben angeführten Kapitel fallen. gibt der Verfasser ausführliche und verständliche Antwort.

So sehr das Bändchen in fachlicher Hinsicht befriedigt, so wenig kann der Referent mit der drucktechnischen Wiedergabe durch Typen und Satz nach Schreibmaschinenart einverstanden sein. Das Satzbild ist außerordentlich unruhig und unangenehm zu lesen. Besonders in den kleingedruckten Teilen greifen die Zeilen beim Unterstreichen und bei Hinweisen auf Anmerkungen ineinander; die griechischen Buchstaben sind sehr winzig. Auch einige der zahlreichen und recht guten Figuren leiden durch zu kleine Abmessungen (z. B. Abb. 26, 38, 45, 46, 61). Es wäre sehr erfreulich, wenn bei einer Neuauflage der normale Drucksatz verwendet würde. F. Heide.

Berichtigung

S. 216, Tafelerklärung zu Tafel XIX lies: Abb. 3. Staßfurtit (weiß) mit Sylvin statt: . . . mit Carnallit.



1



1

Hoehne, Ausbildung



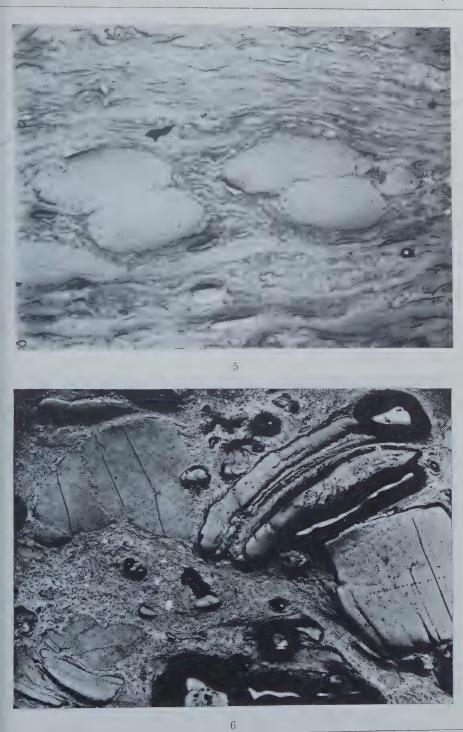




4

Hoehne, Ausbildung





Hoehne, Ausbildung







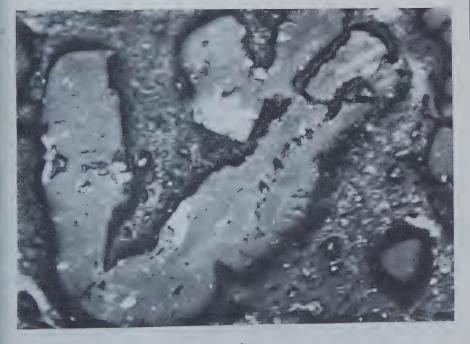


8

Hoehne, Ausbildung







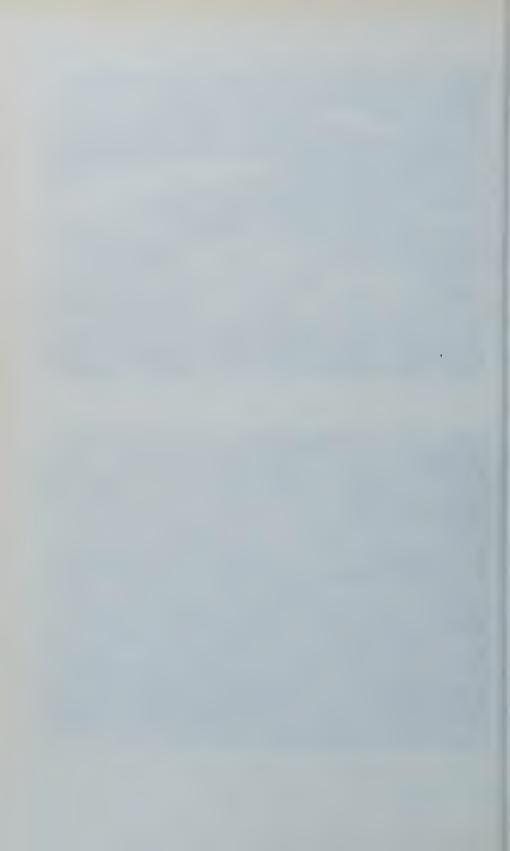
Hoehne, Ausbildung







Hoehne, Ausbildung



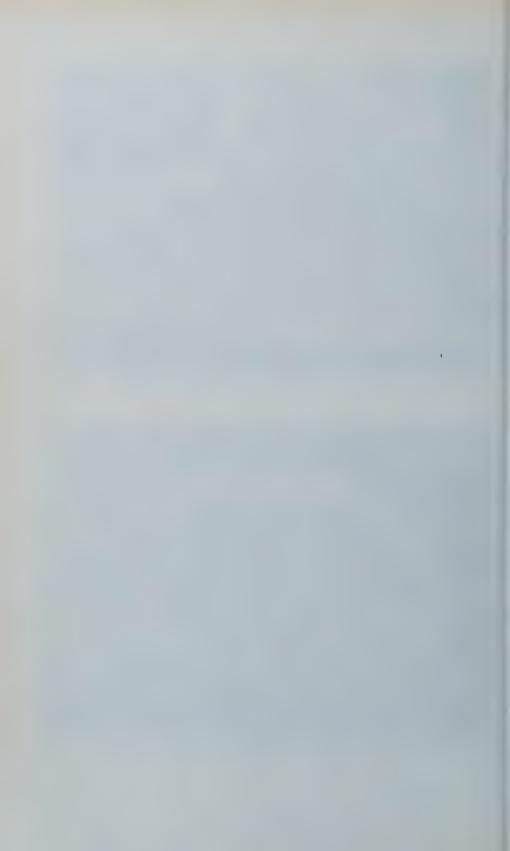


13



14

Hoehne, Ausbildung







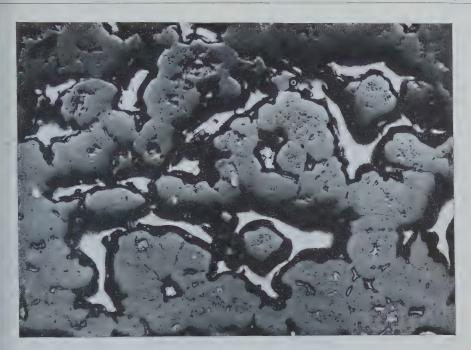
Hoehne, Ausbildung













Hoehne







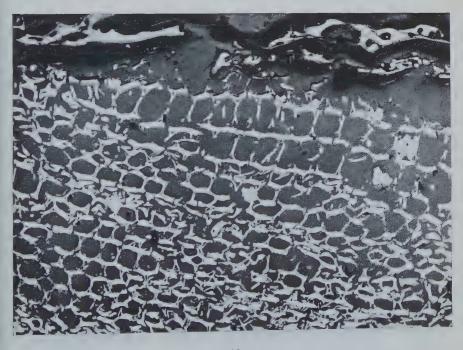




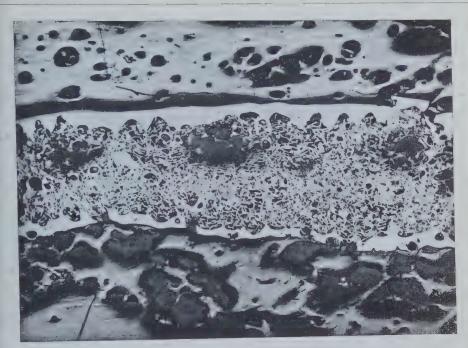








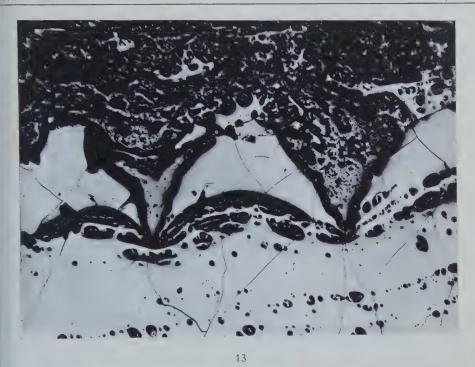


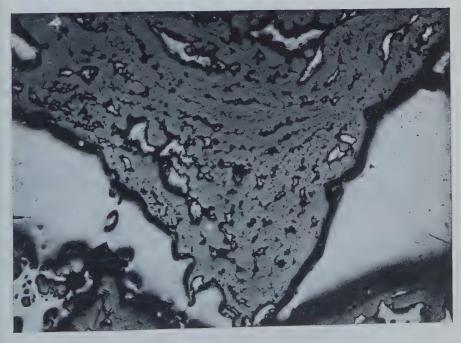




12

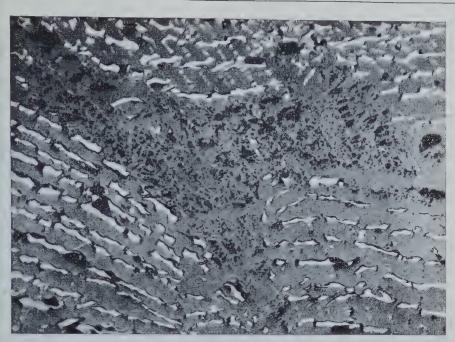






14





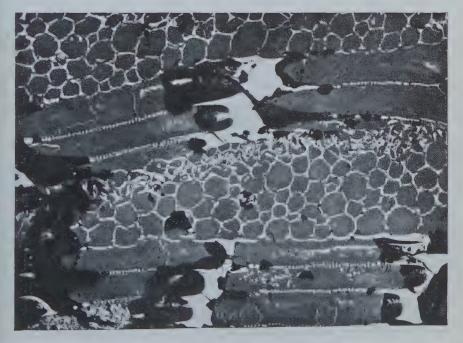


Hoehne



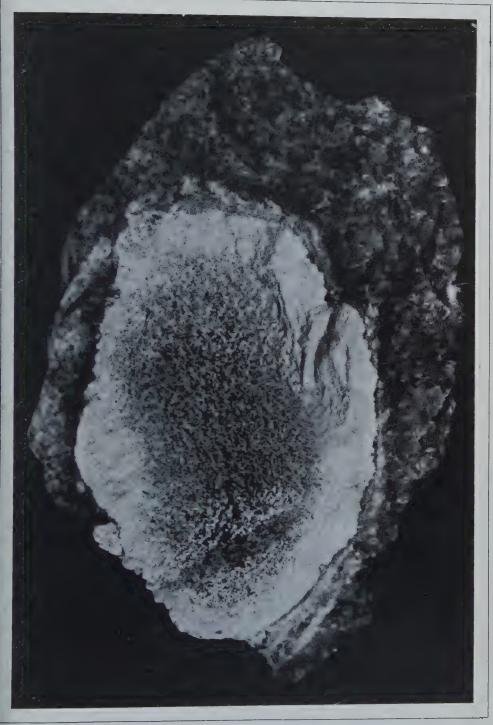


1.7



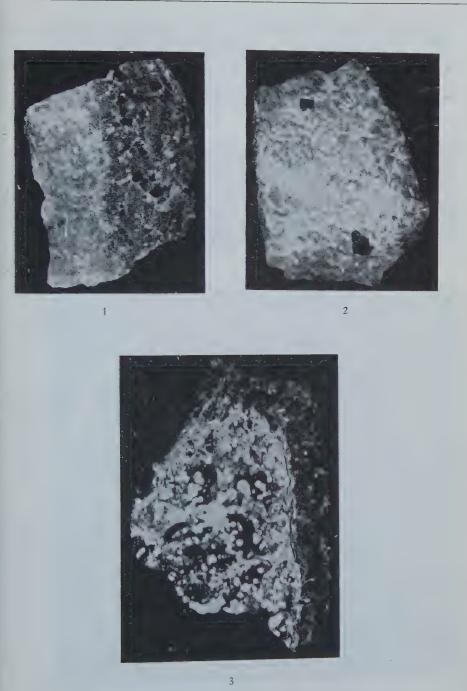
Hoehne





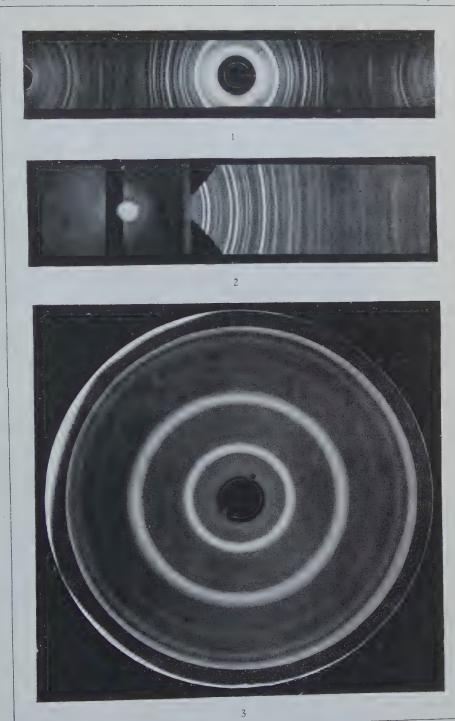
Heide





Heide



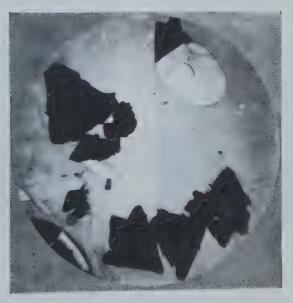


Konta

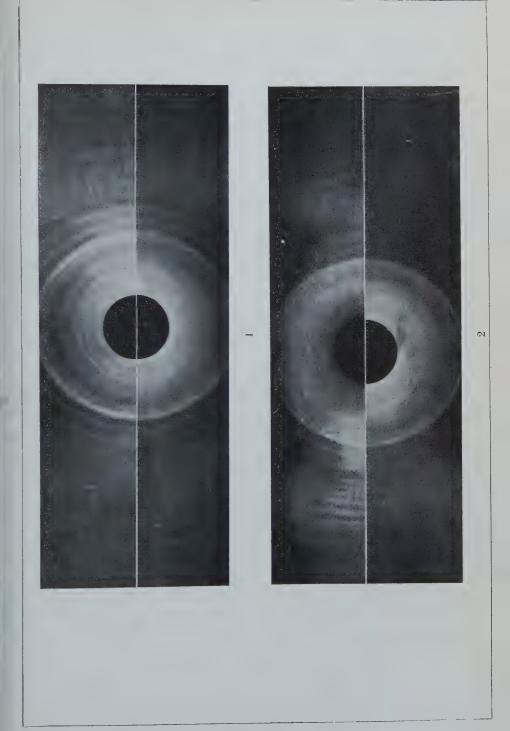




+







Fischer



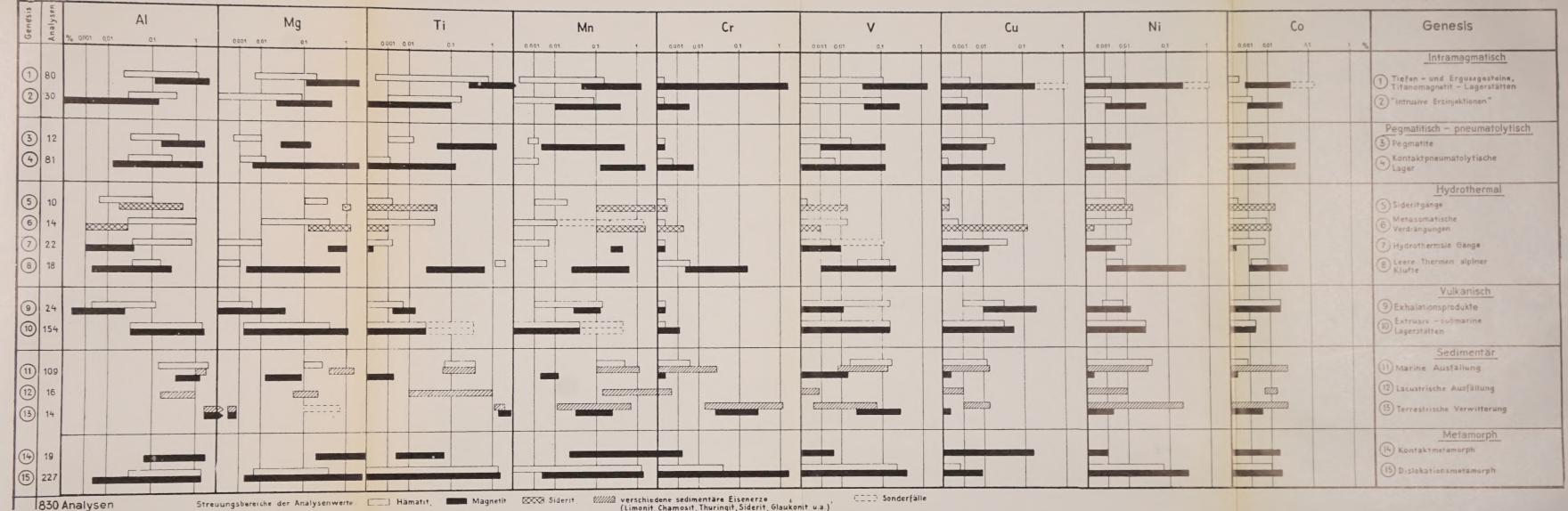


Abb. 4. Streuungsbereiche der Analysenwerte geochemisch wichtiger akzessorischer Elemente in oxydischen Eisenerzen verschiedener Genesis.





